

Geologie der Glockhaus-Gruppe

Mit besonderer Berücksichtigung des Eisenoolithes der Erzegg-Planplatte

Inauguraldissertation
der Philosophisch - Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Universität Bern zur Erlangung
der Doktorwürde

vorgelegt von
Benedikt Tröhler
von Bern

1965

Geologie der Glockhaus-Gruppe

Mit besonderer Berücksichtigung des Eisenoolithes der Erzegg-Planplatte

Inauguraldissertation
der Philosophisch - Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Universität Bern zur Erlangung
der Doktorwürde

vorgelegt von
Benedikt Tröhler
von Bern

Gedruckt mit Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi S.N.G.

Druck: J. Lerchmüller-Müri, Schinznach-Dorf

Von der Philosophisch - Naturwissenschaftlichen Fakultät
auf Antrag des Herrn Prof. Dr. W. K. Nabholz angenommen.

Bern, den 15. Juli 1965

Der Dekan

Prof. Dr. M. Welten



Erscheint gleichzeitig als
«Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, Lieferung 13
Band 10»

Inhaltsverzeichnis

VERZEICHNIS DER FIGUREN, TABELLEN UND TAFELN	6
VORWORT	8
EINLEITUNG	10
1. Topographische Lage des Untersuchungsgebietes	10
2. Tektonische Lage innerhalb des helvetischen Raumes	10
3. Abgrenzung	11
4. Problemstellung	12
5. Bisherige Arbeiten	12
ERSTER TEIL: STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DER GLOCKHAUS-GRUPPE	13
I. STRATIGRAPHIE	13
1. Einleitung	13
2. Zur Nomenklatur	16
3. Die Unterlage der Wildhorn-Decke: die parautochthone Schuppenzone	18
4. Die Serien der Wildhorn-Decke	19
A. Die basalen Tonschiefer	19
B. Die Glockhaus-Serie	20
Typprofile	20
Lithologie	25
Fossilinhalt	31
Alter	32
Verbreitung	32
Seitliche Uebergänge	32
Synonyma	32
Interpretation der Facies	32
C. Die Hochstollen-Serie	33
Typprofile	33
Lithologie	38
Fossilinhalt	44
Alter	44
Verbreitung	45
Synonyma	45
Interpretation der Facies	46
D. Die Erzegg-Serie	46
Sammelprofil	48
Lithologie	49
Fossilinhalt	51
Alter	52
Verbreitung	52

Synonyma	53
Interpretation der Facies	53
<i>E. Die Schiltschichten</i>	54
Zusammenfassung	54
5. Palaeogeographie	57
6. Quartär	58
 II. TEKTONIK	 61
1. Ueberblick	61
2. Faltungserscheinungen in der Wildhorn-Decke	62
3. Der Baustil der Falten	64
4. Das Verhalten der einzelnen Serien bei der Faltung	64
5. Ueberschiebungen	65
6. Brüche	66
7. Klüftung	67
8. Schieferung	67
 ZWEITER THEIL: DER EISENOOLITH DER ERZEGG-PLANPLATTE	 68
1. Kurzer historischer Rückblick	68
2. Begriffe und Abgrenzung	69
3. Lage im lithostratigraphischen Profil	69
4. Lage im chronostratigraphischen Profil	70
5. Lithologie	70
5.1. Einleitung	70
5.2. Untersuchungsmethoden	72
5.3. Die mineralogische und chemische Beschaffenheit der Komponenten	73
a) Eisenhydroxyde	73
b) Chamosit	77
c) Calcit	86
d) Tonmineralien	87
e) Haematit	88
f) Magnetit	89
g) Siderit	89
h) Ankerit und Dolomit	90
i) Quarz	92
k) Phosphorit	92
l) Pyrit	94
m) Stilpnomelan	94
n) Uebrige Mineralien	94
5.4. Die Gesteine der Eisenoolith-Gruppe	95
5.4.1. Begleitgesteine	95
a) Spatkalke	95
b) Pyritmergelkalke	96
c) Phosphatgesteine	96
d) Schiefer mit Chlorit	96
e) Mergelschiefer	97
f) Sideritknollengesteine	97
5.4.2. Die Eisenoolithe s. str.	98
a) Beziehung zwischen Grundmasse und Ooiden	98
b) Die Grundmasse	98

c) Nicht ooidische, detritische Komponenten	98
d) Die Ooide	100
e) Sedimentationsstrukturen, Lackfilmtechnik	105
f) Strukturen der Diagenese	106
g) Die Paragenesen	110
sulfidisch	111
oxydisch	113
silikatisch	113
h) Die Auswirkungen der Diagenese auf den Chemismus	114
i) Einige Dünnschliff- und Anschliffbilder und ihre Deutung	117
j) Einige Dünnschliff- und Anschliffbilder und ihre Deutung	120
k) Palaeogeographische Hinweise	126
ZUSAMMENFASSUNG	128
SUMMARY	130
LITERATURVERZEICHNIS	132

VERZEICHNIS DER FIGUREN, TABELLEN UND TAFELN

Fig. 1.	Geographisches Uebersichtskärtchen mit Lage des Untersuchungsgebietes	11
Fig. 2.	Profile B ₁ und B ₄ : Glockhaus-Serie	23
Fig. 3.	Profile B ₂ und B ₃ : Glockhaus-Serie	24
Fig. 4.	Wühlstrukturen in Knauerschiefer. Photographische Vergrößerung eines Lackfilmabzuges	27
Fig. 5.	Schliffbild eines ausgezeichnet sortierten Eisensandsteins	27
Fig. 6.	Verschiedene Typen von Rindenoiden	28
Fig. 7.	Schliffbild einer Roten Echinodermenbreccie	30
Fig. 8.	Profile C ₁ und C ₂ : Hochstollen-Serie	34
Fig. 9.	Profile C ₃ und C ₄ : Hochstollen-Serie	37
Fig. 10.	Schliffbild einer Geröllage in der Echinodermenbreccie der Hochstollen-Serie	40
Fig. 11.	Die verschiedenen Gesteine der Hochstollen-Serie: Parallelisation von Lithologie und Chemismus	42
Fig. 12.	Photographische Vergrößerung eines Lackfilmabzuges einer Echinodermenbreccie im Dach der Hochstollen-Serie	47
Fig. 13.	Schematisches Sammelprofil der Erzegg-Serie	50
Fig. 14.	Die Stellung der verschiedenen Gesteine der Serien der Wildhorn-Decke in den Dreiecken von LEIGHTON-PENDEXTER und FÜCHTBAUER	55
Fig. 15.	Versuch einer Abwicklung der Doggersedimente der Glockhaus-Gruppe	56
Fig. 16.	Die verschiedenen Faltungsphasen in der Wildhorn-Decke zwischen Engelberg und Meiringen	63
Fig. 17.	Profilserie durch den Eisenoolith	71
Fig. 18.	Kompositionelle Beziehungen zwischen Kaolinit, Chlorit-Gruppe und Chamosit	80
Fig. 19.	Phosphatknollenlage an der Obergrenze einer Eisenoolithbank in der Erzegg-SE-Wand	93
Fig. 20.	Sideritknollenbank von der Erzegg-SE-Wand	97
Fig. 21.	Die verschiedenen Eisenoolithe, dargestellt als Kombination von Ooid und Grundmasse	99
Fig. 22.	Mittlerer grösster Durchmesser von verschiedenen Ooiden (Summenkurvendarstellung)	102
Fig. 23.	Form der Ooide, dargestellt mittels Häufigkeitskurven der Achsenverhältnisse b/a und c/a	103

Fig. 24.	Die Deformation der Ooide in Abhängigkeit von der Lage im Profil und der chemischen Zusammensetzung an der Stirn einer liegenden Falte	106
Fig. 25.	Photographische Vergrößerung eines Lackfilmabzuges von einem chamositischen Eisenoolith	109
Fig. 26.	Skizze einer Reduktionsgrenze und ihre Abbildung im Verhalten der wichtigsten chemischen Elemente	117
Fig. 27.	Hypothetisches, spalinspatisches Kärtchen zur Eisenoolithbildung im Oberen Dogger zwischen Aiguilles Rouges und Windgälle	119
Fig. 28-38	Dünnschliff- und Anschliffbilder	121
Tab. 1.	Korrelation der neu ausgeschiedenen Serien mit den Unterteilungen des helvetischen Doggers von ARBENZ und DOLLFUS und ihre Zuordnung zu Stufen	15
Tab. 2.	d-Werte von separierten, oxydischen Eisenoolithen	75
Tab. 3.	Chemische Daten von 14Å-Chamositen	81
Tab. 4.	d-Werte verschiedener 14Å-Chamosite	81
Tab. 5.	d-Werte von 14Å-Chamosit nach Erhitzung auf 600°	82
Tab. 6.	d-Werte verschiedener 7Å-Chamosite	84
Tab. 7.	Chemische Daten einiger Karbonate	87
Tab. 8.	Chemische Zusammensetzung versch. Tongrundmassen	88
Tab. 9.	d-Werte einiger Karbonate	91
Tafel I.	Tektonische Übersichtskarte und schematisches Sammelprofil.	
Tafel II.	Mineralbestand und chemische Zusammensetzung der Hauptoolithbank und einiger Nebengesteine.	
Tafel III.	Profilserie durch die Glockhaus-Gruppe 1:20'000	
Tafel IV.	Geologische Karte der Eisenerzlagstätte Erzegg	

VORWORT

Im Frühling 1962 begann ich mich auf Veranlassung von Herrn Prof. Dr. J. Cadisch näher mit den Eisenoolithvorkommen der Erzegg-Planplatte und den liegenden und hangenden Schichten zu befassen.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Prof. Dr. J. Cadisch für all seine Fingerzeige, sein meiner Arbeit entgegengebrachtes Interesse und für den unvergesslichen Feldbesuch im Spätsommer 1962 herzlich zu danken.

Ebenso zu Dank verpflichtet bin ich Herrn Prof. Dr. W. Nabholz, unter dessen Leitung die Arbeit zu Ende geführt wurde. Ihm verdanke ich viele wertvolle Hinweise auf neuere Untersuchungen, besonders sedimentologischer Natur, und zahlreiche Ratschläge zur Gestaltung der Arbeit.

Besonderen Dank abstatten möchte ich auch folgenden Herren, die mir uneigennützig mit Rat und Tat zur Seite standen:

Herrn Prof. Dr. E. Niggli für sein stetes Interesse an der Arbeit, besonders was den petrographischen Teil anbetrifft. Er stellte mir unter anderem auch das umfangreiche Aktenmaterial der «Studiengesellschaft zur Nutzbarmachung schweizerischer Erzlagerstätten» zur Verfügung.

Herrn Prof. Dr. Th. Hügi für seine Einführung in die Technik der chemischen Gesteinsanalyse, seine stete Bereitschaft bei kniffligen Fragen während der Arbeit und Auswertung hilfreich einzuspringen.

Herrn Prof. Dr. H. Aldinger, Stuttgart, für seine wegweisenden Interpretationen von vorgelegten Dünnschliffen und seine wichtigen Bemerkungen in Bezug auf die Genese von sedimentären Eisenerzen.

Herrn Dr. F. Allemann für zahlreiche Anregungen und kritische Beurteilung des stratigraphischen Teils.

Herrn Dr. H. Bürki für Mithilfe bei der Bearbeitung der Chlorite.

Herrn Dr. M. Delaloye, Genf, der mir zuvorkommenderweise seine noch unveröffentlichte Dissertation über die Eisensilikate von Chamoson zur Einsicht überliess.

Herrn Dr. St. Graeser für die Anfertigung zahlreicher Dias und für Kritik am petrographischen Teil.

Herrn Dr. R. Herb für die Durchsicht des Manuskriptes und manchen, wertvollen Tip.

Pd. Dr. B. Ziegler, Berlin (vorher Zürich), für seine gütigen Bestimmungen der paar gefundenen Ammoniten.

Ferner sei nachstehenden Herren für ihre Mithilfe bestens gedankt:

Den Herren A. Burri und R. Gubser (Zürich) für die Aufnahmen mit der Mikrosonde.

Herrn H. Huber für die Herstellung der zahlreichen Röntgenfilme.

Den Herren E. Lack und E. Luginbühl für die Anfertigung eines Teils der Dünnschliffe.

Herrn A. Sommer für seine photographischen Arbeiten.

Mit Vergnügen denke ich auch an all die Diskussionen und Meinungsaustausche mit meinen Studienkollegen am Institut zurück, woraus manche brauchbare Idee hervorging. Insbesondere seien genannt Dr. H. Thalmann für seine Einführung in die Lackfilmtechnik, J. P. Saheurs wegen der Anfertigung der Anschliffe und mein Gebietsnachbar H. Schwarz für zahlreiche Hinweise vor allem in Bezug auf die Tektonik.

Den grössten Dank aber schulde ich meinen Eltern, die mir das Studium ermöglichten, und meiner lieben Frau, welche tatkräftig mithalf bei Korrekturen und auch die Reinschrift des Manuskriptes besorgte.

Besonders verpflichtet bin ich der Stiftung J. de Giacomi S.N.G. für die grossmütige finanzielle Unterstützung bei der Drucklegung dieser Arbeit.

EINLEITUNG

1. TOPOGRAPHISCHE LAGE DES UNTERSUCHUNGS- GEBIETES

Das kartierte Gebiet befindet sich in den südlichen Obwaldner Alpen, im Bereich der Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten der Grossen und Kleinen Melchaa und den Zuflüssen der Aare. Es besitzt einen dreiecksförmigen Grundriss mit Hochstollen, Planplatte und Tannenalp als Eckpunkten. Als markante Gipfel sind Hochstollen, Glockhaus und Rothorn in NW-SE verlaufender Gratlinie angeordnet. Senkrecht dazu verlaufend bildet die niedrigere Gratlinie von der Planplatte zur Erzegg die südöstliche Begrenzung. Der Talkessel der Melchseealp wird auf seiner Südseite von diesen beiden Gratlinien abgeschlossen.

Das Untersuchungsgebiet liegt auf dem Blatt Susten (Nr. 255) der Landeskarte der Schweiz 1:50 000 und ist ebenfalls vollständig enthalten auf Blatt Innertkirchen (Nr. 1210) der Landeskarte der Schweiz 1:25 000, welches sich zur Zeit der Untersuchungen in Vorbereitung befand und für diese Arbeit noch nicht zur Verfügung stand. Dieses Blatt Innertkirchen entspricht dem Blatt Meiringen des Siegfried-Atlas.

Fig. 1 zeigt die Lage des Untersuchungsgebietes in einem Übersichtskärtchen.

2. TEKTONISCHE LAGE INNERHALB DES HELVETISCHEN RAUMES

Das Gebiet liegt am südlichen, erosionsbedingten Rand der Wildhorn-Decke, die hier die gesamte Schubmasse der helvetischen Hauptdecke in sich vereinigt. Weiter östlich teilt sich diese Stammdecke auf in eine Jura-Teildecke (Axen-Decke) und eine Kreide-Teildecke (Drusberg-Decke).

Infolge der faciellen Ausbildung der Sedimente wurden diese südlichsten Teile der Wildhorn-Decke oft als ultrahelvetisch angesehen (ARBENZ, 1922; GÜNZLER-SEIFFERT, 1952).

Diese Auffassung kann aber nicht weiter beibehalten werden, denn tektonisch hängen auch die ehemals südlichsten Sedimente noch eindeutig mit der Wildhorn-Decke zusammen. Faciell ist wohl eine Anlehnung an die ultrahelvetischen Aequivalente weiter im Westen (Zone des Cols) nicht abzustreiten, eine Grenzziehung im Untersuchungsgebiet wäre aber willkürlich, da die Übergänge fließend sind.

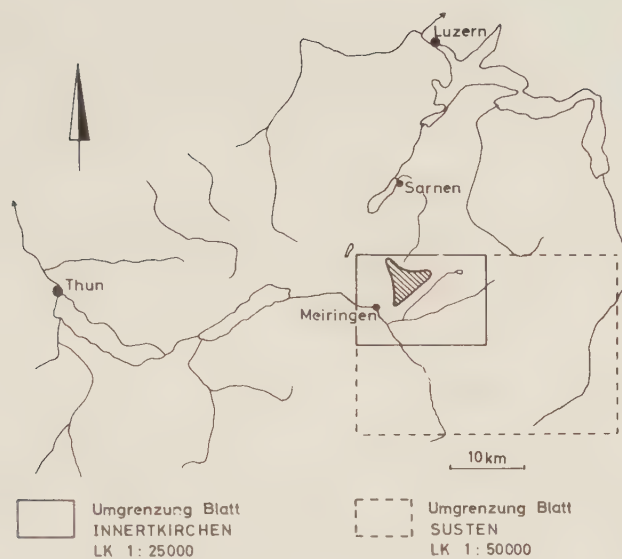


Fig. 1. Geographisches Übersichtskärtchen mit Lage des Untersuchungsgebietes.

3. ABGRENZUNG DES GEBIETES

Das erwähnte Dreieck Tannenalp - Planplatte - Hochstollen ist folgendermassen begrenzt:

- Südostseite: Tektonischer Kontakt der Wildhorn-Decke mit der parautochthonen Unterlage.
- Nordseite: Stratigraphischer Kontakt der Doggersedimente mit dem hangenden Malm, ausser in der östlichen Ecke, wo der Tannenbach als Kartierungsgrenze gewählt wurde.
- Westseite: Topographisch gegebene Grenze zwischen Glockhaus-Gruppe und weiter westlich anschliessenden Gebirgszügen des Hasliberg.

Die Umgrenzungslinie kann nach der Landeskarte 1:50 000 wie folgt festgelegt werden:

Melchsee - Tannen - Baumgartenalp - Schlafbühlen - Gummenhubel - Unter Stafel - Fruttlipass - Abschütz - Melchsee.

Alle im Text verwendeten topographischen Bezeichnungen sind der LK 1:50 000, Blatt Susten entnommen.

4. PROBLEMSTELLUNG

Die Hauptaufgabe bestand in der geologischen Neuaufnahme der riesigen Doggermasse des Glockhaus-Gebietes im Masstab 1:10 000, vor allem im Hinblick auf lithostratigraphische Einteilungsmöglichkeiten, da die Fossilien fehlen.

Insbesondere aber sollte der Eisenoolith der Erzegg-Planplatte detailliert aufgenommen und untersucht und seine Stellung zu den neuesten Erkenntnissen zur Genese und Diagenese sedimentärer Eisenerze abgeklärt werden.

5. BISHERIGE ARBEITEN

Das Deckengebiet zwischen Engelberg und Meiringen ist eines der am stiefmütterlichsten behandelten Gebiete im Helvetikum überhaupt. Seit den grundlegenden Arbeiten von MOESCH (1894) und ARBENZ (1907) fand höchstens noch der Eisenoolith der Erzegg näheres Interesse. An neueren Untersuchungen aus dem weiteren Gebiet seien genannt:

- | | |
|-------------------|--|
| ROD (1937): | Malmstratigraphie der Graustock - Hutstock-Gruppe |
| MÜLLER (1941): | Tektonik der parautochthonen Schuppenzone im Gental |
| MAZURCZAK (1945): | Stratigraphie und Tektonik des Scheideggstock-Gebietes |
| STAEGGER (1944): | Geologie des Wilerhorn-Gebietes (Brünig) |

Daneben sind zahlreiche kleinere Mitteilungen von ARBENZ aus verschiedenen Jahren zu erwähnen.

Ausserdem hat H. GÜNZLER-SEIFFERT anfangs der 40iger Jahre im Auftrag der Geologischen Kommission der Schweiz das gesamte Gebiet für das Blatt Meiringen neu kartiert. Infolgedessen ist auf seinem Blatt auch das engere Untersuchungsgebiet vollständig enthalten. Die Karte wurde jedoch bisher nicht veröffentlicht.

Das östlich anschliessende Gebiet gegen Graustock und Engstlen zu wird gegenwärtig von H. Schwarz neu aufgenommen, wobei insbesondere das Problem der Aufteilung der Wildhorn-Decke gegen Osten in Axen- und Drusberg-Decke und der Bau der komplizierten Unterlage im Jochpassgebiet näher untersucht werden.

ERSTER TEIL

STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DER GLOCKHAUS-GRUPPE

I. STRATIGRAPHIE

1. EINLEITUNG

Eine erste zusammenhängende Untersuchung des Gebietes geht auf C. MOESCH (1894) zurück. Dieser Autor beschreibt zahlreiche Fossilien, ordnet die Gesteine altersmässig ein, vermag jedoch keinen klaren tektonischen Überblick zu geben.

P. ARBENZ (1907) revidiert die gesamte Stratigraphie, stellt aber auch zum ersten Mal eine klare facielle Abfolge fest und baut darauf seine tektonische Interpretation auf. Auf Grund guter Fossilfunde ist es ihm möglich, auf seiner Karte 1:50 000 (Spezialkarte 55) einzelne Stufen auszuscheiden. Wo palaeontologische Beweise fehlen, sind Positionsgründe für die altersmässige Zuweisung einzelner Horizonte massgebend. So sind die Stufenbezeichnungen, z. B. Bathonien, wie sie von ARBENZ in der Legende zur Karte verwendet werden, eigentlich lithostratigraphische Begriffe.

E. ROD (1937) unterteilt den Malm der Graustock-Hutstock-Gruppe in einzelne Zyklen und Zonen und schafft die Grundlagen für eine allgemein gültige Malmstratigraphie im helvetischen Faciesbereich westlich der Reuss.

H. MÜLLER (1941) untersucht das Liegende der Wildhorn-Decke, die parautochthone Schuppenzone. Seine Korrelationen beruhen auf lithologischen und tektonischen Analogien zu den Verhältnissen westlich der Aare.

Die Hauptaufgabe der vorliegenden Arbeit war es, das Gebiet der Glockhaus-Gruppe im Masstab 1:10 000 neu aufzunehmen und nach neueren Gesichtspunkten zu untersuchen.

Eine Kartierung im Masstab 1:10 000 beruht in erster Linie auf der Unterscheidung lithologischer Einheiten. Der Mangel an Fossilien gestattet die Festlegung von Stufengrenzen in der Regel nicht mit der wünschbaren Genauigkeit; z. B. ist die Malm-Dogger-Grenze im Untersuchungsgebiet nicht festzulegen. Dort, wo Grenzen festlegbar sind, fallen sie z.T. mitten in die lithostratigraphischen Einheiten.

Es lag daher nahe, eine Karte auf rein lithologischer Basis zu erstellen und statt Stufen *Serien* auszuscheiden.

Der Begriff «*Serie*» entspricht dem Begriff «*Formation*», wie er von der «American Commission on Stratigraphic Nomenclature» (Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists 45/5, 645-665, 1961) und von der «International Subcommission on Stratigraphic Terminology» (Intern. Geol. Congress, rep. 21st session Norden, part 25, 1960) aufgestellt worden ist.

Für das Substratum der Wildhorn-Decke wird der informale Begriff einer tektonischen *Zone* verwendet.

Tabelle 1 zeigt die Zuordnung der ausgeschiedenen Serien zu Stufen, eine Korrelation mit der Gliederung von ARBENZ (1907, später mehrmals modifiziert) und der neuesten Unterteilung des helvetischen Doggers in der Ostschweiz von DOLLFUS (1965).

In den Alpen ist es fast unmöglich, ungestörte, zusammenhängende Profile einer Serie im Sinne von *Typprofilen* aufzunehmen. Tektonik, Moränenbedeckung oder Schutthalden seien als Hindernisse genannt. Oft ist an einer Stelle die Untergrenze gut, der Rest nicht aufgeschlossen, manchmal wiederum die obere Begrenzung zugänglich, während die Basis unter Schutt begraben liegt. Tektonische Komplikationen (Reduktion, Versetzung, Abscherung, Faltung) sind fast immer vorhanden und ihr Einfluss schwer abzuschätzen. Alle folgenden Profile haben daher Typus-Charakter in Bezug auf ihre lithologische Ausbildung und Form ihrer Begrenzung, nicht aber auf ihre Mächtigkeit und Anzahl der Glieder.

ARBENZ (1907) später modifiz. Engelberg- Meiringen		TRÖHLER (1965) Glockhaus- Gruppe	Stufen nach Jura-Coll. Luxemburg (1962)	DOLLFUS (1965) Ostschweiz
Malm	Argovien	Schilt- schichten	Oxfordien	Schiltkalk
	Oxfordien	Erzegg-Serie		fehlt
Oberer Dogger	Callovien		Callovien	Blegi-Oolith
	Bathonien		Bathonien	
Mittlerer Dogger	Bajocien		Hochstollen- Serie	Bajocien s. str.
Unterer Dogger	Aalénien	Glockhaus- Serie	Aalénien	Bommerstein Serie
		Basale Tonschiefer		Molser-Serie
fehlt tektonisch			Toarcien	

Tabelle 1. Korrelation der neu eingeführten Serien mit den Unterteilungen des helvetischen Doggers von ARBENZ und DOLLFUS und ihre Zuordnung zu Stufen.

2. ZUR NOMENKLATUR

Stratigraphische Nomenklatur:

Es stellte sich primär die Frage, ob die eingebürgerten Bezeichnungen, die teils den lithologischen Aspekt, teils das angebliche Alter hervorheben (z. B. Glimmerschiefer, Bathonienschiefer), beibehalten werden sollten. Wie bereits im vorangehenden Abschnitt diskutiert wurde, ist die Einführung neuer Serien-Bezeichnungen zur Ausscheidung lithostratigraphischer Einheiten der Beibehaltung der alten Ausdrücke vorzuziehen.

Lithologische Nomenklatur:

Es wurde danach getrachtet, eine eindeutig definierte, lithologische Nomenklatur zu verwenden. Die alten Bezeichnungen sind zwar in manchen Fällen für den Feldgebrauch praktischer, da sie Wesentliches einschliessen, was in einer Bezeichnung rein nach Korngrösse und Komponenten nicht enthalten sein kann. Ein Begriff wie «Echinodermenbreccie» ist mindestens so anschaulich wie «bioklastischer Calcarenit».

Auf Übersichtsprofilen und auch in den beschreibenden lithologischen Abschnitten werden daher die alten Bezeichnungen nach Möglichkeit beibehalten; sie werden aber genau definiert gebraucht.

Eine Bezeichnung soll sowohl die Zusammensetzung wie eventuelle weitere charakteristische Merkmale erkennen lassen. Zur Abgrenzung der kompositionellen Begriffe wurde nach dem Ton - Kalk - Sand - Dreieck von FÜCHTBAUER (1959) verfahren. Als Beispiel sei die Reihe von Ton zu Sand angeführt:

Schwach sandiger Ton	< 10 % Sand
Sandiger Ton	10 - 25 % Sand
Sandton	25 - 50 % Sand
Tonsand	50 - 75 % Sand
Toniger Sand	75 - 90 % Sand
Schwach toniger Sand	90 - 100 % Sand

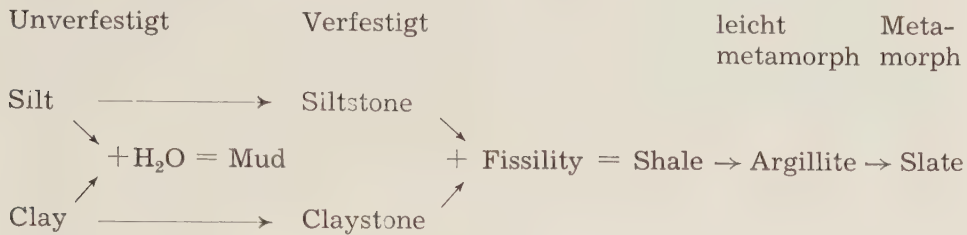
In erweiterter Form lässt sich das Schema analog für kalkig, kieselig, glimmerig verwenden.

Die Bezeichnung -führend, z. B. glimmerführender Ton, charakterisiert Gesteine, die in wechselndem Masse von 5 - 20 % den speziellen Bestandteil enthalten.

Mit -schüssig wird ein Gestein bezeichnet, das eine gewichtsmässig kaum in Betracht fallende Komponente enthält, die aber wesentlichen Einfluss auf Farbe oder Habitus ausübt, z. B. eisenschüssig.

Gefügekundlich-strukturelle Bezeichnungen sind oft ebenso wichtig wie rein kompositionelle, vor allem in alpinen Verhältnissen. Begriffe wie flaserig, schlierig, dicht, massig, gebändert usw. sind nicht selten für eine Abgrenzung weit wichtiger als Korngrösse oder Tongehalt. Vorteilhaft werden daher zusammengesetzte Wörter verwendet, wie z. B. massiger Kalk, schlieriger Ton. Besonders muss auf den Gebrauch des Wortes *Schiefer* hingewiesen werden. Tonschiefer, Schieferkalk, schiefriger

Sandstein u. a. sind wohl die am meisten gebrauchten Termini in der alpinen Stratigraphie. Nach TWENHOFEL (1937) besteht folgende Evolution:



GROUT (1932) bezeichnet mit *Slate* ein Gestein, das neben der primären, lagigen Struktur eine sekundäre Schieferung aufweist.

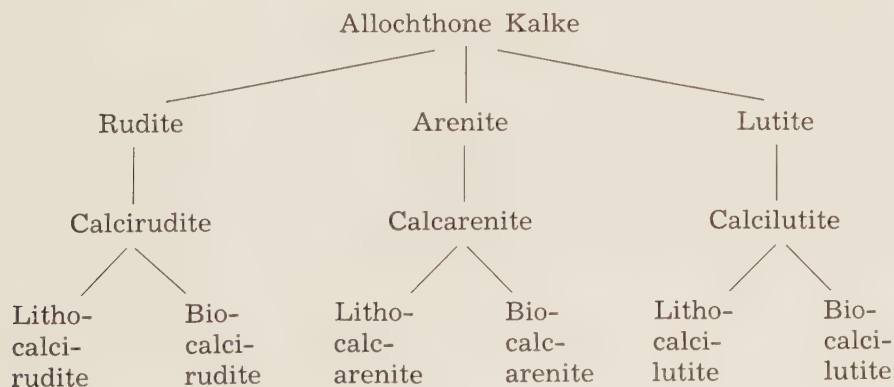
Sämtliche Gesteine im untersuchten Gebiet sind infolge der alpinen Dislokation sekundär geschiefert. Schiefbrig oder -schiefer bezeichnet also ein Gestein, dessen ursprünglich durch Sedimentation und Diagenese (Entwässerung und Rekristallisation) entstandene Lagenstruktur durch eine tektonisch bedingte Schieferung entweder verstärkt oder überprägt wurde.

Wurden also für den Feldgebrauch die alten Bezeichnungen beibehalten, werden in Schliffbeschreibungen die neuen, vor allem von den Amerikanern eingeführten Termini verwendet. Dabei entstehen natürlich oft die gleichen Bezeichnungen, diesmal rein auf «Composition» oder «Textur-Struktur» abgestimmt. Massgebend war dazu vor allem PETTIJOHN (1957), CAROZZI (1960) und LEIGHTON-PENDEXTER (1962). Für die Abgrenzungen im Sand - Kalk - Ton - Dreieck wurden wieder die Werte von FÜCHTBAUER (1959) übernommen.

Da über 90 % der Doggergesteine im Untersuchungsgebiet rein detritischen Ursprungs sind, können die Abgrenzungen für klastische Gesteine wie sie PETTIJOHN verwendet übernommen werden:

Rudite	Mittlere Korngrösse	> 4 mm
Arenite	Mittlere Korngrösse	< 4 mm > 1/16 $\simeq$ 0,06 mm
Lutite	Mittlere Korngrösse	< 1/16 $\simeq$ 0,06 mm

Eine feinere Unterteilung schlägt CAROZZI (1960) vor; sie hat sich vor allem für Schliffbeschreibungen bewährt:



Eine sedimentologische Untersuchung der Doggergesteine durch Siebana-lyse mit entsprechender Trennung der Komponenten, Schweremineranalun-tersuchungen usw. ist nicht möglich, da die Gesteine diagenetisch zu stark verändert wurden. Schon eine einfache mechanische oder chemische Tren-nung in Komponente und Matrix scheitert an der starken Verzahnung in-folge Korrosion von Quarz durch Calcit, Umkristallisation und Verbackung von Tonmineralanteil.

Gut durchführbar sind jedoch vereinfachte chemische Analysen, die das Kalk - Dolomit - Verhältnis neben Gesamt-HCl-Unlöslichem angeben. Tonschiefrige Gesteine lassen sich nur durch Gesamtanalysen erfassen, da sie auf HCl-Behandlung nicht in gewünschtem Masse ansprechen. Wäh-rend für die zuerst erwähnte Art im Wesentlichen nach MATTER (1964) vorgegangen wurde, kamen für die Prüfung auf SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , P_2O_5 oder Alkalien die in der Gesteinsanalyse verwendeten Schnellmetho-den zur Anwendung, wie sie zur Zeit im Min.-petrogr. Institut der Univer-sität Bern bei Herrn Prof. HÜGI bei Vollanalysen im Gebrauch sind (im Wesentlichen nach RILEY (1958), RILEY-WILLIAM (1959), SCHWARZEN-BACH (1960), WEIBEL (1961).

Alle Werte über Korngrösse, Rundung oder quantitativen Anteil einer Komponente beruhen auf Messungen und Schätzungen in Schliffen (Vo-lumen^{0/0}), meist ergänzt durch die chemische Analyse.

3. DIE UNTERLAGE DER WILDHORN-DECKE: DIE PARAUTOCHTHONE SCHUPPENZONE

Die äusserst komplex aufgebaute Zone bildet die Unterlage der Wild-horn-Decke und wird von dieser durch eine Ueberschiebung erster Ord-nung (helvetische Hauptüberschiebung nach HELBLING, 1938) getrennt. Im Wesentlichen besteht sie aus einer Masse von verfalteten Flyschschie-fern, die die Hülle bilden für Linsen und Züge von Quarziten, groben Sand-steinen und dichten Kalken. Eingehende Besprechung und Gliederung der Zone findet sich bei MÜLLER (1941); er erwähnt aus den obersten Quarziten Discocyclinen. Tertiäres Alter der Linsen wie wohl auch der umhüllenden Schiefer ist damit erwiesen.* Die Kalkzüge werden aus Ana-logie zu andernorts Calpionellen führenden Gesteinen in die Unterkreide gestellt (MÜLLER und ARBENZ, 1920).

Die Obergrenze ist tektonischer Art. Schlechte Aufschlussverhältnisse lassen sie nicht über weite Strecken verfolgen, an allen zugänglichen Stel-len aber ist sie deutlich erkennbar. Entweder stossen die knaurigen Schie-fer der Glockhaus-Serie direkt auf helle Kalke (z.B. westlich Schlafbüh-len) oder die basalen Tonschiefer überlagern die Flyschschiefer des Parau-tochthon. In letzterem Falle ist eine Grenzziehung im Felde möglich an Hand des Farbunterschiedes und des Karbonatgehaltes. Im Labor unter-scheiden sich die basalen Tonschiefer und die Flyschschiefer deutlich an ihrem Eisengehalt: 6 - 8 % gegenüber 2 - 3 %. Als Ganzes betrachtet ist die Obergrenze der parautochthonen Schuppenzone nie eine scharfe Fläche, sondern es handelt sich um eine Zone von 20 - 80 cm, die aus durcheinan-dergeknieteten Schiefen beider tektonischen Einheiten besteht.

*) Anmerkung während des Druckes:

Nach neuesten, z. T. fossilbelegten Aufnahmen von H. Schwarz (mündl. Mitteilung) besteht allerdings ein wesentlicher Anteil der parautochthonen Schuppenzone aus **jurassischen** Gesteinen.

4. DIE SERIEN DER WILDHORN-DECKE

A. Die basalen Tonschiefer (unteres Aalénien)

Im Untersuchungsgebiet treten an der Basis der Wildhorn-Decke an wenigen Stellen glatte, schwarze Tonschiefer auf, die sich gut von den knorrigen, flaserigen Sandschiefern der Glockhaus-Serie unterscheiden lassen. Es handelt sich um tektonisch bedingte Ueberreste einer nächsttiefern Serie, die besonders im Faulhorn-Gebiet und auf den Scheideggen mächtig entwickelt ist.

Mächtigkeit

Am Balmeregghorn sind etwa 20 m vorhanden, westlich Schlafbühlen einige Meter, verschuppt mit Knauerschiefern der Glockhaus-Serie.

Untergrenze

Stets tektonisch bedingt (helvetische Hauptüberschiebung). Die karbonatfreien, schwarzen Tonschiefer stechen mehr oder weniger scharf ab von hellen, mergeligen Flyschschiefern des Parautochthon mit Sandsteinknauern und Kalklinsen.

Obergrenze

Innerhalb von wenigen Zentimetern gehen die glatten, leicht sandigen Tonschiefer über in wellige, braune Schiefer mit Sandlinsen, die das unterste Glied der Glockhaus-Serie darstellen.

Lithologie

Schwarze, tonige, karbonatfreie, ebenflächige Schiefer herrschen vor. Auf den Schieferflächen lassen sich kleine Muskovitschüppchen erkennen. Meist zeigen die Flächen Anlauffarben wie sie bei Eisenerzen auftreten. Gegen oben kann ein leichter Sandgehalt dazutreten (leicht rauhe Anwitterung). Selten finden sich kieselige-kalkige Konkretionen von Eigrösse. Der Eisengehalt ist relativ hoch. Eine chemische Analyse ergab folgende Werte:

SiO ₂	56,7 %	
Al ₂ O ₃	16,4 %	
Fe ₂ O ₃	1,0 %	
FeO	5,7 %	
CaO	0,2 %	
MgO	2,3 %	Anal. B. Tröhler
Rest nicht best.		

Das Dünnschliffbild zeigt weiter nichts besonderes:

Mikrokristalline, schwarze Tonsubstanz, lagig, durchzogen von glatten Schieferflächen, enthält linsige, parallel der Schieferung gestreckte Quarzkörner mit mittlerem Durchmesser um 0,04 mm, selten sind Körner um 0,1 mm beigemischt. Grössere Quarzkörner von 0,15—0,2 mm liegen in Lagen, welche Perlschnüren gleich das Gestein durchziehen. Totaler Sandgehalt unter 10%. In der lutitischen Grundmasse sind hie und da winzige Glimmerblättchen erkennbar, ebenso zwischen den Quarzkörnern Karbonat als Zwickelfüllung.
Bezeichnung: Lagiger, schwach sandiger Tonschiefer oder Lutit.

Fossilinhalt

Die Schiefer sind völlig fossil leer.

Alter

Aus Korrelationsgründen und Analogien zu gleichen Gesteinen mit Fossilien in westlich anschliessenden Gebieten wird angenommen, dass die basalen Schiefer auch im Untersuchungsgebiet in die Opalinuszone s. l. fallen. Auch in der Ostschweiz hat DOLLFUS (1965) in der entsprechenden Molser-Serie Fossilien des unteren Aalénien bestimmt.

Verbreitung

Tektonisch bedingte Relikte an der Basis der Wildhorn-Decke (Schmierhorizont). Im Gebiet der Scheideggen treten sie deckenbildend auf (ultrahelvetische Scheideggschiefer von ARBENZ, Mächtigkeit über 600 m). An der Basis des Doggers kommen sie vom Autochthon bis in die ultrahelvetischen Decken in ähnlicher Ausbildung vor. (ROHR, 1962; ARBENZ, 1907; BADOUX, 1945).

Synonyma

Die basalen Tonschiefer entsprechen den Opalinusschiefern der älteren Autoren, den unteren Aalénien-Schiefern von TRÜMPY (1949) und der Molser-Serie von DOLLFUS (1965).

Faciesinterpretation

Jegliches Fehlen von kalkigen oder sandig-detritischen Lagen in den tieferen Partien lässt auf ein ruhiges Tiefwassersediment schliessen. Die völlige Fossilarmut, insbesondere das Fehlen von Bodenbewohnern, zusammen mit dem Reichtum an kohligem Pigment deuten auf anaerobe Sedimentationsbedingungen. Merkwürdigerweise ist Pyrit höchst selten zu finden; der relativ hohe Fe-Gehalt dürfte an die Tonminerale gebunden sein. Die sandigen Einschaltungen an der Obergrenze geben einen Hinweis auf eine Beckenfüllung gegen Ende der Ablagerungszeit hin.

B. Die Glockhaus-Serie (mittl. u. ob. Aalénien, unt. Bajocien)

Diese Abfolge ist an ihrer knaurigen, rostigen Anwitterung sofort zu erkennen.

Die Serie liegt im Untersuchungsgebiet nur an einer Stelle (Balmeregghorn) einigermaßen ungestört vor. Wahrscheinlich ist sie aber auch hier tektonisch reduziert, obwohl sämtliche Glieder auftreten.

Am Glockhaus ist sie ca. 270 m mächtig, jedoch unvollständig, da die unteren Anteile erodiert sind. Die Abfolge ist aber hier viel differenzierter ausgebildet als am Balmeregghorn, und die Bezeichnung ist nach dem 2534 m hohen Glockhaus gegeben.

Typprofile

Es werden drei Profile beschrieben, die kombiniert das Typprofil aufbauen:

B₁ durch die gesamte, vermutlich aber reduzierte Abfolge

B₂ durch die oberen Glieder mit typisch ausgebildeter Obergrenze, dazu Detailprofil B₃

B₄ als Beispiel einer anormalen tektonischen Untergrenze

Vgl. Fig. 2 und 3

B₁ SE - Grat des Balmeregghorns

Koordinaten des Basispunktes 664.530/177.850/1950 m

Koordinaten des Dachpunktes 664.520/177.920/1980 m

Stratigraphisch und topographisch von oben nach unten.

- 18) 1,90 m Rostige, braun bis graubraun anwitternde Knauerschiefer mit vereinzelt grösseren Knauern (bis 12 cm), wenig tonigen Flasern und viel Feinsand
- 17) 0,13 m Schmutzig rot anwitternder, sandiger Spatkalk. An- und abschwelldend, stellenweise in Echinodermenbreccie übergehend.
- 16) 0,82 m Braune knorrige Schiefer mit Tonhäuten und Glimmerblättchen.
- 15) 0,11 m Roter, spätiger Sandkalk.
- 14) 0,44 m Knaurige Schiefer mit glänzenden Tonhäuten.
- 13) 0,08 m Sandiger Spatkalk, rostig-schwammig ausgelaugt, in langen Linsen auftretend.
- 12) 0,56 m Braune, knaurige Schiefer.
- 11) 0,12 m Sandiger Spatkalk mit linsenförmigen Lagen von Schalengrüs. Hie und da zerbrochene Belemniten.
- 10) 1,20 m Rotbraune, glimmerführende, sandige Tonschiefer mit kalkigen Bänken und knolliger Struktur. Uebergang in
- 9) 4,00 m Schwach knaurige, glimmerführende Tonschiefer mit quarzitischen Schmitzen. Uebergang in
- 8) 0,60 m Schlierigen Kalksandstein mit Tonhäuten und Tonflasern. Uebergang in
- 7) 4,50 m Knorrigen Kalksandstein, glimmerführend, lagenweise in Quarzit übergehend.
- 6) 0,22 m Rotbraune, sandige Spatkalkbank.
- 5) 0,30 m Knauriger, schwach kalkiger Sandstein bis Quarzit.
- 4) 0,18 m Grobspätige, sandige Kalkbank mit Crinoidentrümmern, nesterweise massenhaft Bryozoen führend.
- 3) 7,00 m Braunschwarze, knorrige, kalkige Schiefer mit Tonflasern und Sandknauern. Uebergang in
- 2) 4,00 m Oben knorrige, unten wellige, sandige Tonschiefer mit zahlreichen Muskovitblättchen. Uebergang in
- 1) 1,00 m Graubraune bis rötliche, wellige, sandige Tonschiefer mit Sandschmitzen und sandigen Lagen, viel Glimmer auf den Schieferflächen.

Basis der Glockhaus-Serie

In ihrem Liegenden folgen:

- 3,00 m Schwarze, ebenflächige Tonschiefer, blättrig spaltend, Anlauffarben auf den Schieferflächen, vereinzelte winzige, helle Glimmerschüppchen:
Basale Tonschiefer

Ca. 15 m dieser letzten lithologischen Einheit liegen unter Moränenbedeckung.

Mächtigkeit

An dieser Stelle 27 m.

Die Glockhaus-Serie bildet zusammen mit den basalen Tonschiefern die Basis der Wildhorn-Decke. Sie dient als Kernfüllung in Falten und als Gleitbahn. Die Mächtigkeiten variieren deshalb seitlich sehr stark. Zu diesen tektonisch bedingten Schwankungen kommen aber auch primäre Mächtigkeitsdifferenzen, siehe dazu Fig. 15.

Untergrenze

Die braun bis rötlich anwitternden, sandigen Schiefer mit harten quarzischen Linsen (Nr. 1 in obigem Profil) setzen plötzlich aus und werden unterlagert von ebenflächigen, schwarzen Tonschiefern (normaler stratigraphischer Kontakt). Stellenweise ist die Begrenzung jedoch anormal: knaurige Schiefer stossen direkt auf helle Mergel- oder Tonschiefer der parautochthonen Zone (gestörter tektonischer Kontakt). Solche Kontakte sind meist schlecht aufgeschlossen, eine Grenze jedoch immer deutlich ziehbar.

Siehe auch Fig. 2, Profil B₄

Obergrenze

Im nördlichen Faciesbereich (Spicherfluh) liegt heller, grauer Spatkalk der Hochstollen-Serie direkt auf den Knauerschiefern. Hier ist die lithologische Grenze meist tektonisch überprägt.

Im ehemals südlichen Bereich folgen mit messerscharfer Grenze auf die rostigen, braunroten Schiefer ebenflächige, schwarze Sandtonschiefer mit Glimmer als unterstes Glied der Hochstollen-Serie.

Siehe auch Fig. 3, Profil B₂

B₂ Schneerunse nördlich des Glockhausgipfels

Koordinaten des Basispunktes 662.880/179.490/2305 m

Koordinaten des Dachpunktes 662.950/179.160/2534 m

Stratigraphisch von oben nach unten, topographisch von unten nach oben.

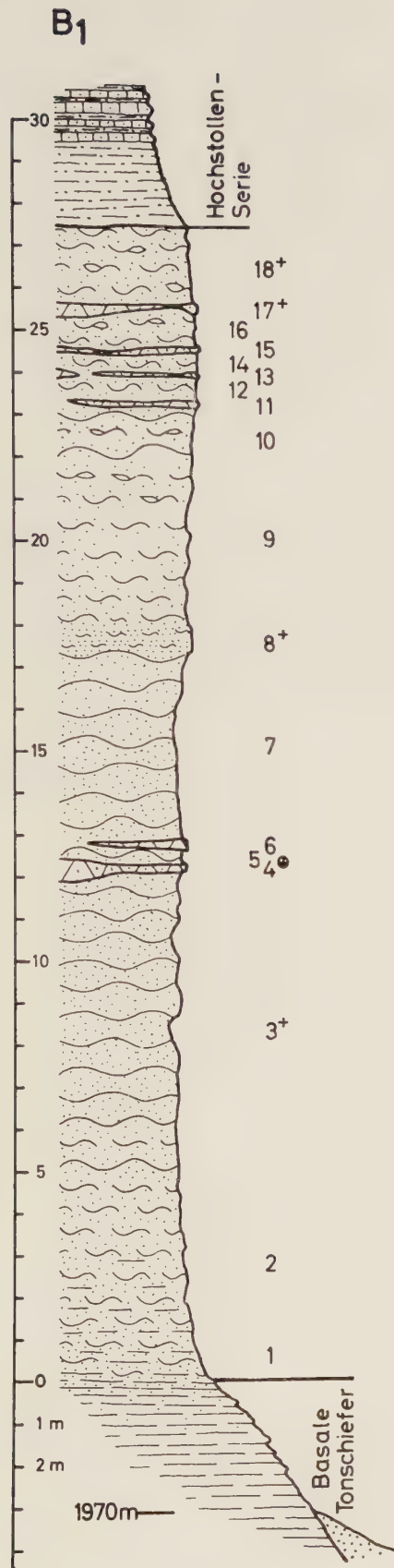
- x m Schwarze, glimmerführende, rauhe, tonige Kalkschiefer oder Tonschiefer, stets sandig, lagenweise in schlierigen, tonigen Kalk übergehend.

Basis der Hochstollen-Serie

- 8) 4 m Hellbraun anwitternder, frisch blau bis braunweisser Quarzit oder schwach kalkiger Quarzsandstein. Plattig spaltend, auf den Schichtflächen oft zapfenartige Gebilde und tiefschwarze Tongallen (plattgedrückte Tongerölle).
- 7) 23 m Braune, knaurige, sandige Schiefer mit glänzenden Tonhäuten. Wulstige Schicht- und Schieferoberflächen, stellenweise phantastische zopfartige Gebilde (Equisetum Veronese von MOESCH). Einlagerungen von schwarzen, pyritführenden Knollen von Faustgrösse und dünnen, kieseligen, sandig-spätigen Bänken.
- 6) 9 m Brauner, knorriger Kalksandstein mit Tonflasern
- 5) 3 m Braunrot anwitternde, grobe Echinodermenbreccie. Schwach sandige Lagen erzeugen Bänderung und lassen die Schrägschichtung gut erkennen. Schieferige, tonige Einlagerungen führen Pyrit. Linsen von Schalenbreccien mit Luma-chellenhabitus sind alle paar Meter anzutreffen, ebenso Lagen, wo eher von einem sandigen Spatkalk gesprochen werden sollte.
- 4) 3 m Schlieriger Kalksandstein mit Tonflasern, stark eisenschüssig.
- 3) 10 m Knaurige, sandige Kalkschiefer mit Tonschlieren und vereinzelt, schwarzen Phosphoritknollen. Durchsetzt von quarzischen Bänken und Sandkalklinsen.
- 2) 33 m Flaseriger bis plattiger, eisenschüssiger Kalksandstein. Durch die verschiedene Anwitterung von sandärmeren und sandreicheren Lagen entsteht schöne Bänderung. Oberflächlich meist stark ausgelaugt und ausgebleicht, leicht kalkfreien Quarzit vortäuschend.
- 1) 180 m Komplexe Abfolge von Knauerschiefern, knorrigen Kalksandsteinen, mehr oder weniger quarzitartigen, eisenschüssigen Sandsteinen, plattigen Sandkalken, sandigen Spatkalken und Echinodermenbreccien. Detailprofil daraus siehe unter B₃, Fig. 3.

Mächtigkeit

Ca. 270 m



Lithologische Legende zu den Profilen B₁ - B₄

	Schwarze, ebenflächige Tonschiefer
	Sandige, glimmerführende Tonschiefer
	Sandige, knorrige Schiefer
	Knorrige Schiefer mit grossen Knauern
	Knorriger Kalksandstein
	Kalksandstein mit Tonfasern
	Eisenschüssiger Kalksandstein
	Quarzitischer Sandstein u. Quarzit
	Sandiger, eisenschüssiger Spatkalk
	Rote Echinodermenbreccie m. Schrägschichtung
	Sandige, kalkige u. tonige Schiefer
	Dichter, kieseliger Kalk
	Heller, massiger Kalk
	Graue Mergel- u. Tonschiefer mit Mergelkalkbändchen u. hellen Sandsteinlinsen

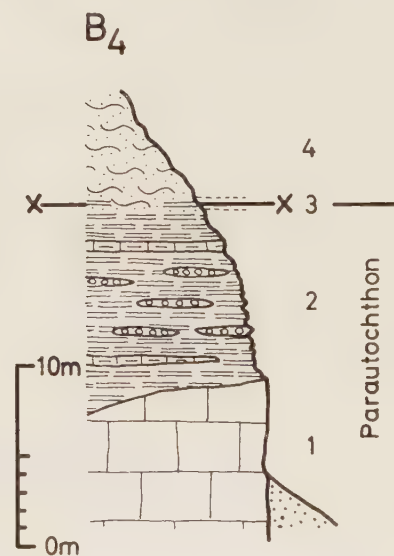


Fig. 2. Profile B₁ und B₄: Glockhaus-Serie

Zeichenerklärung siehe Fig. 3

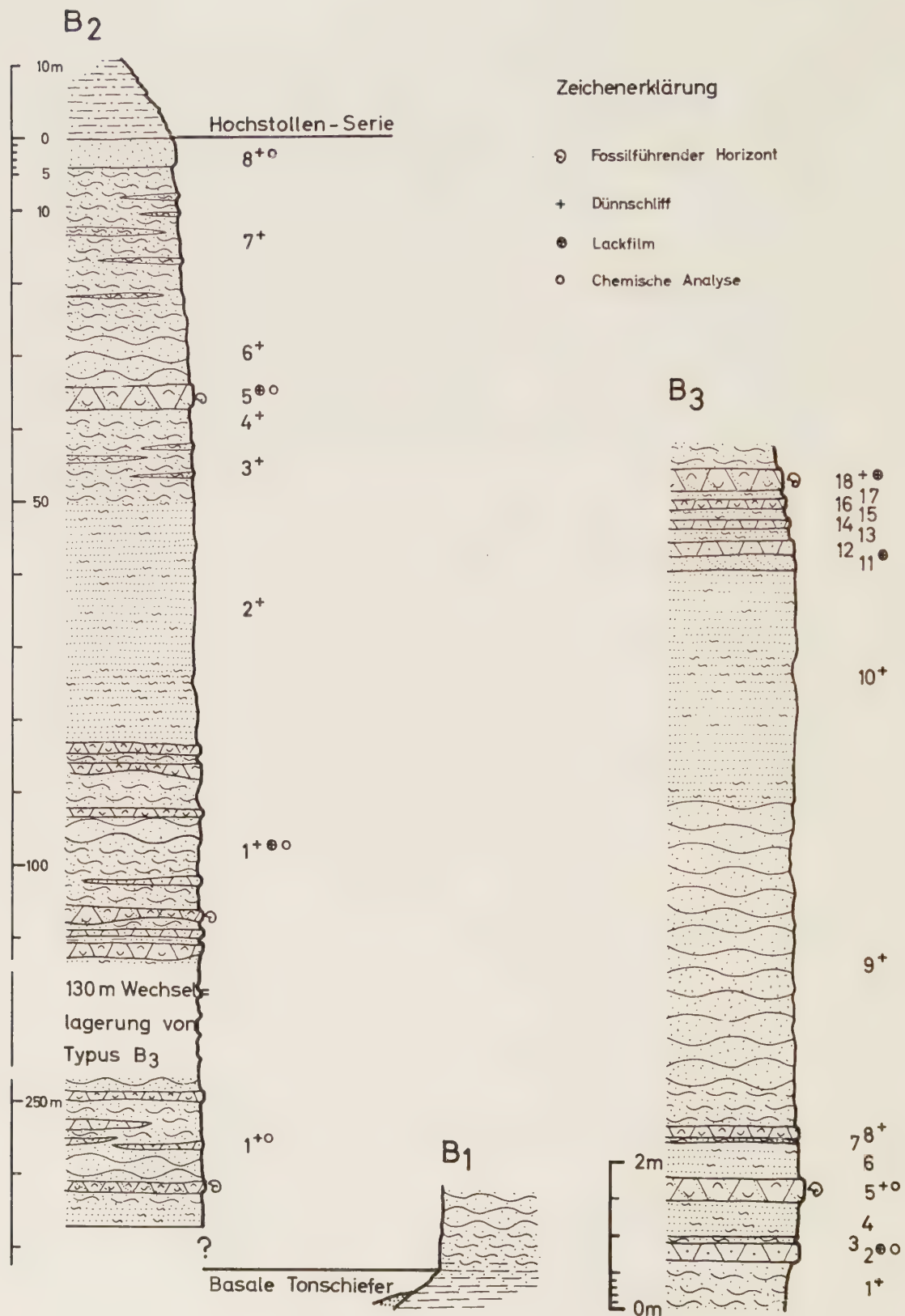


Fig. 3. Profile B₂ und B₃; Glockhaus-Serie

Legende siehe Fig. 2

Untergrenze

Erodiert.

Obergrenze

Eine von weitem sichtbare, hellbraun anwitternde Quarzitbank von 3—4 m bildet die oberste Schicht der Glockhaus-Serie. Darüber liegen weiche, glimmerige Sandschiefer in grosser Mächtigkeit als unterstes Glied der Hochstollen-Serie. Die Grenze ist messerscharf, aber immer konkordant.

B₄ Baumgartenalp

Koordinaten des Basispunktes 665.420/178.490/1830 m

Von oben nach unten.

- 4) x m Braun bis graubraun anwitternde, knorrige, sandige Tonschiefer mit harten, quarzitischen Linsen und Sandkalkbänken.

Typische Knauerschiefer der Glockhaus-Serie

- 3) 0,8 m Ruschelzone, bestehend aus glänzenden, verfalteten Tonschiefern mit Sandsteinknöllchen und blättrigen, mergeligen Tonschiefern mit runzligen Schieferflächen.

Ueberschiebungsbahn der Wildhorndecke

- 2) 9,0 m Hellgraue bis schwarze, blättrige Mergelschiefer oder Tonschiefer mit Mergelkalklinsen und rot verwitternden, frisch hellen, grobkörnigen Sandsteinbollen von 10—30 cm Länge.

«Flyschschiefer»

- 1) x m Weisslicher, frisch blauer, dichter Kalk. Stark zerklüftet.

Stirn eines parautochthonen Kalklappens

Untergrenze

Die Flyschschiefer mit grobkörnigen, hellen Sandsteinknauern und kalkigen Bänken besitzen fein gerunzelte Schieferflächen. Die stark ausgewalzten Schiefer der Glockhaus-Serie lassen kleine, sandige Linsen, Glimmerschüppchen auf den Schichtflächen und sandig rauhe, wellige Schieferflächen erkennen. Die Mächtigkeit der Mischzone beträgt 20—80 cm.

Lithologie

Eine eindeutige Dreiteilung in untere schiefrige, mittlere sandige und obere schiefrige Partie, wie sie z.B. HESS (1941) in der Axen-Decke und GÜNZLER-SEIFFERT, STAUFFER, LOUIS und SEEGER in den westlich anschliessenden Regionen feststellen konnten, ist im engeren Untersuchungsgebiet nicht durchführbar. Lediglich am Glockhaus (Profile B₂ und B₃, Fig. 3, vgl. auch Abwicklung, Fig. 15) ist eine Andeutung jener Dreiteilung sichtbar. An allen übrigen Stellen hat die tektonische Beanspruchung die Gesteine der Serie zu stark mitgenommen, so dass sichere Korrelationen nicht mehr möglich sind. Dazu kommt noch, dass in der vorliegenden, südlichen Facies die verschiedenen lithologischen Typen in allen Profillagen auftreten können, eine saubere Abgrenzung zueinander nicht erlauben, und — ausser dem Quarzit im Dach der Serie — die einzelnen Bänke und Schichten sich seitlich beliebig vertreten und ersetzen. Mit Ausnahme der auffälligen Quarzitbank können keine durchgehenden

Schichtpakete im Sinne von «members» ausgeschieden werden. Vgl. hierzu Fig. 15.

Folgende vier Gesteinstypen beteiligen sich am Aufbau der Serie:

Knauerschiefer
Eisensandstein
Echinodermenbreccien
Quarzitischer Sandstein

Die Abfolge dieser vier unterscheidbaren, lithologischen Einheiten im Profil ist völlig regellos (vgl. Fig. 3, Profil B₃). In einzelnen Horizonten (z.B. unter dem Quarzit der südlichen Facies) fehlen die calcarenitischen und massigen Sandsteintypen und das Gestein wirkt einheitlich schiefrig. Anteile rein knauriger Typen treten aber in beliebiger, stratigraphischer Höhe an andern Stellen auch auf und machen eine Ausscheidung als Leit-horizont unmöglich.

Knauerschiefer

Hauptgestein der Serie sind die knorrigen, knaurigen Schiefer. Flaserige Tonhäute umgeben bald dünne, linsenförmige, bald kartoffelähnliche, sandige Knauer. Wülste (pflanzlicher Herkunft?) durchziehen die Schichtoberflächen, die meist feinen, hellen Glimmer führen. Analoge Gesteine im süddeutschen Jura werden Sandflaserschichten genannt (WERNER, 1959).

Aus der Untersuchung von 8 Dünnschliffen lässt sich folgende Charakteristik geben:

In einer feinkörnigen, filzigen Grundmasse von bräunlichem Karbonat und schlierigem Tonmaterial liegen schwarmweise schlecht sortierte, eckige bis leicht gerundete Quarzkörner. Die Korndurchmesser schwanken von 0,2—1,2 mm, der Sandanteil lagenweise von 10—80 %. Detritische Karbonatkörner sind selten und meist in die Grundmasse eingebaut. Die Quarze zeigen Korrosionserscheinungen, Feldspäte fehlen, dafür sind pro Schliff 2—4 Titanitkörner erkennbar. Einzelne Porenwickel sind mit limonitischer Substanz gefüllt.

Bezeichnung: Schlieriger, toniger Kalksandstein.

Fig. 4 zeigt die Vergrößerung eines Lackfilmabzuges von einem Knauerschiefer.

Eisensandstein

Nimmt der Sandgehalt stark zu, so führen die Schiefer über zu eisenschüssigen Kalksandsteinen mit knolliger Struktur (Eisensandstein), in einzelnen Horizonten auch zu plattigen, tonfreien, eisenschüssigen, schwach kalkigen Sandsteinen, die frisch blau erscheinen (quarzitischer Habitus), auf Geröllhalden aber oft weiss ausbleichen (z.B. am Glockhaus-Süd-
abhäng).

Unter dem Mikroskop lassen sich unterscheiden:

Gebänderter Eisensandstein

Ausgezeichnet sortierter Quarzsand von 0,25 mm mittlerem Durchmesser. Die Körner sind eckig bis leicht gerundet, meist stark angefressen. Vereinzelt schwarze Tonhäutchen er-

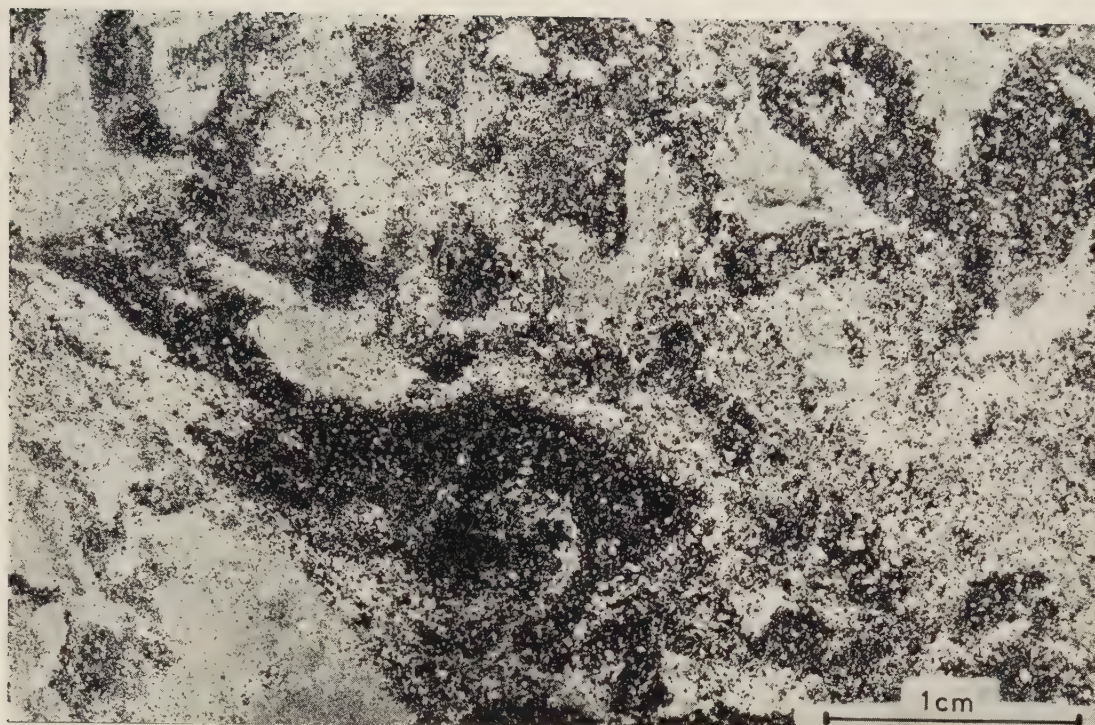


Fig. 4. Wühlstrukturen in Knauerschiefer der Glockhaus-Serie
Fundort: Faulenberg-Grat, 2370 m.
Lackfilm direkt als Negativ zur photographischen Reproduktion verwendet,

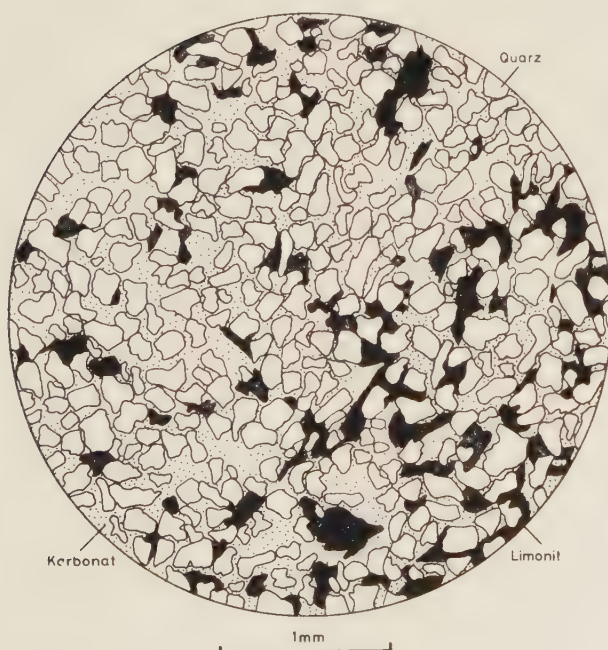


Fig. 5. Schliffbild eines ausgezeichnet
sortierten Eisensandsteins.

kennbar. Sandgehalt um 80%.
Die Grundmasse ist fein-filzig
karbonatisch oder limonitisch
als Zwickelfüllung ausgebildet.

Bezeichnung: Karbona-
tischer, eisenschüssiger
Sandstein. Nach CA-
ROZZI (1960) «Carbo-
nate-Cemented bis Iron-
Oxide-Cemented Quartz
Sandstone».

Eine chemische Analyse
der wichtigsten Element-
te ergab:

SiO ₂	76,0%
CaO	7,8%
MgO	1,3%
Fe ₂ O ₃	4,6%
FeO	1,0%

Rest nicht best.

Anal. B.T.

Ooidführender Sandkalk

Gut gerundete Quarzkörner (ca. 40%) mit mittlerem Durchmesser von 0,35 mm. Daneben treten meist in Lagen runde, karbonatische Körner organischen Ursprungs als Späte in wechselndem Masse auf. Nesterweise machen typische Rindenooide (Fig. 6) bis $\frac{1}{4}$ des detritischen Anteils aus. Mittlere Grösse um 0,3 mm. Die Ooide sind meist dunkel (Limonit), die Ringe schlecht erkennbar. Vereinzelte Individuen zeigen graugrüne, chloritische Schalen und Flecken. Grundmasse filzig-karbonatisch.

Bezeichnung: Ooidführender, schwach spätiger Sandkalk.

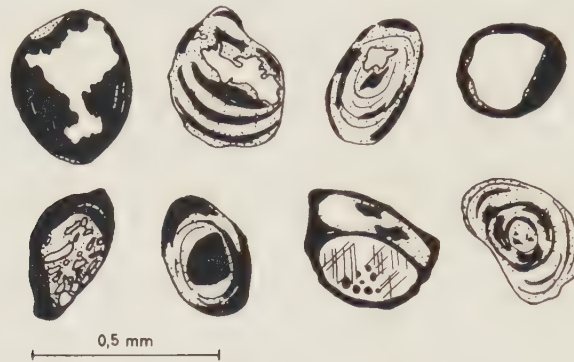


Fig. 6. Verschiedene Typen von Rindenoiden.

(Weiss: Quarz, schwarz: Limonit, punktiert: Chamosit, schraffiert: Echinodermenbruchstück)

Rindenooide

Der Ausdruck wird für Ooide gebraucht, die einen relativ grossen Kern und nur eine dünne, meist aus wenigen Schalen aufgebaute Hülle haben. (vgl. Fig. 6). Im Handstück sind solche Ooide als hellrote, glänzende Kügelchen auf frischem Bruch gut erkennbar. Im Dünnschliff fällt ihre fast schwarze oder olivgrüne Farbe sofort auf.

Kern

Als Kerne sind meist Quarzkörner vorhanden, nicht selten sind aber auch gut gerundete Bruchstücke von Echinodermen oder Crinoiden erkennbar. Die karbonatischen Kerne sind intakt, d.h. die Kernform ist durch die Umwachshülle nicht verändert worden. Dagegen zeigen die Quarzkerne stets Korrosionserscheinungen, die in einzelnen Ooiden in Auflösungsstrukturen übergehen. Die ursprüngliche Kernform ist meist noch schwach kenntlich (Fig. 6).

Hülle

Die Hülle baut sich aus olivgrüner bis bräunlicher, chloritischer Substanz auf. Nach Lichtbrechung, Eigenfarbe und anderen Eigenschaften handelt es sich um Chamosit. Alle Uebergänge zu braunem bis tiefschwarzem Limonit sind vorhanden. Ausserdem zeigt der Chamosit konzentrisch angeordnet verschiedene Grüntöne, die auf verschieden starken Einbau von Al (SCHNEIDERHÖHN, 1964) oder auf unterschiedliche Oxydationszustände (BRINDLEY & YOUELL, 1953) des Chlorites zurückzuführen sind. Sowohl Chlorit wie Limonit treten als feinstkörnige Aggregate auf, sind jedoch nicht amorph (bei gekreuzten Nicols typisches Auslöschungskreuz der Chlorite).

Form

Als Formen sind schwach abgeplattete Kugeln vorherrschend. Schlierige, sogenannte delphinartige Ooide, wie sie für primäre Chamositooide charakteristisch sind, fehlen.

Grösse

Auffällig ist die gute Sortierung: fast alle Ooide haben Durchmesser von 0,3 mm. Ueber 90% aller Ooide fallen in die Kornklasse von 0,25 — 0,35 mm. Gleichfälligkeit mit den Quarzkörnern (um 0,35 mm Durchmesser) ist daher anzunehmen.

Auftreten

Das Auftreten in Lagen oder in Nestern mit Einregelung vor allem der stärker abgeplatteten Individuen auf der Schichtfläche, spricht für allochthone Entstehung. Auch das «zwangslose Auftreten» (keine Verdrängung) von Grundmasse oder anderen detritischen Komponenten durch Wachstum deutet nicht auf Genese an Ort und Stelle hin.

Genese

Aus all den aufgeführten Kriterien ergibt sich folgende Bildungsgeschichte:

Limonitische (goethitische nach Röntgenaufnahme) oder haematische Ooide werden unter hier nicht näher diskutierten Bedingungen (siehe dazu unter Abschnitt Eisenoolith, S. 111) gebildet, zusammen mit organischem und anorganischem Detritus verschwemmt und einsedimentiert. Durch mehrmaligen Transport (gute Sortierung!), verbunden mit Aufarbeitung gehen die äusseren Ooidhüllen verloren (Ooide mit aufgeblättern Schalen sind hie und da feststellbar). Während der Diagenese wandelt sich teilweise die hydroxydische Fe-Substanz unter Aufnahme von Quarz (Korrosion der Kerne) in chamositähnliche Chloritsubstanz um. Reoxydationserscheinungen (nachdiagenetische Limonitisierung) in oberflächennahen Gesteinen vollziehen sich längs Spalten und Schichtfugen und lassen sich leicht erkennen.

Tonschiefer

Der Quarzgehalt in der Glockhaus-Serie tritt lagenweise stark zurück. Die Gesteine gehen über in Tonschiefer mit einzelnen sandigen Linsen und Schnüren. Diese den basalen Tonschiefern sehr ähnlichen Bildungen können in jedem stratigraphischen Niveau auftreten (z.B. Nr. 3 und 7 in Profil B₃).

Echinodermenbreccien

An kein bestimmtes Niveau gebunden, unterbrechen dünne Bänke von Spatkalken oder Echinodermenbreccien die eintönige Abfolge der Serie. Sie treten meist als Rippen heraus, zeigen oft Schrägschichtung, nie aber graded bedding. Die Bänke von 8 — 20 cm, selten über 50 cm Mächtigkeit, lassen sich nicht über grössere Abstände verfolgen. Oft treten 3 — 4 Bänke an die Stelle einer einzigen, etwas mächtigeren, Gabelungen kommen aber nicht vor.

Nach der Zusammensetzung können unterschieden werden:

- a) Sandige Spatkalke (vor allem im nördlichen Faciesraum).
Schmutziggrau anwitternd, Fossiltrümmer schlecht bis nicht mehr erkennbar.
- b) Sandige bis schwach sandige, eisenschüssige Echinodermenbreccien. Schwammige Verwitterungskruste, lagen- oder nesterweise massenhaft Bryozoen führend. Kann auch sandiger Calcarenit genannt werden.
- c) Rote Echinodermenbreccien. Violett oder dunkelrot anwitternd, meist schräggeschichtet (bei höherem Sandgehalt), lagenweise in eigentliche Schalenbreccien übergehend (Lumachellen). Vereinzelt finden sich kleine Ammoniten, stets auf den Schrägschichtungsflächen.

Fig. 7 zeigt das Dünnschliffbild der Roten Echinodermenbreccie.

Dünnschliffbeschreibung:

Der Quarzgehalt ist nie hoch, die wahllos verstreuten Körner meist gut gerundet, durch Calcit korrodiert. An detritischen Kalkkomponenten kommen organische Trümmer von Echinodermen, insbesondere Crinoiden, kleinen Lamellibranchiern und selten Gastropoden vor.

Neben runden, das typische Gittermuster der Stachelhäuter zeigenden Plättchen, treten bizarre Reste von Bryozoen und anderen nicht mehr erkennlichen Fossilien massenhaft auf. Porenfüllung in den organischen Komponenten durch Limonit (Goethit) ist die Regel. Die karbonatische Grundmasse ist entweder mikritisch-filzig oder aber umkristallisiert unter Einbau von karbonatischem Detritus zu mehreren Millimetern grossen Späten (Poikiloblastese).

Die Sortierung ist schlecht, eine Schichtung an gelegentlichen Tönhäutchen erkennbar.

Bezeichnung: Biocalcarenit (CAROZZI, 1960), bioklastischer Calcarenit oder Crinoidenkalk (LEIGHTON-PENDEXTER, 1962). Lagenweise in leicht sandigen Calcarenit übergehend mit erkennbarer Schrägschichtung.

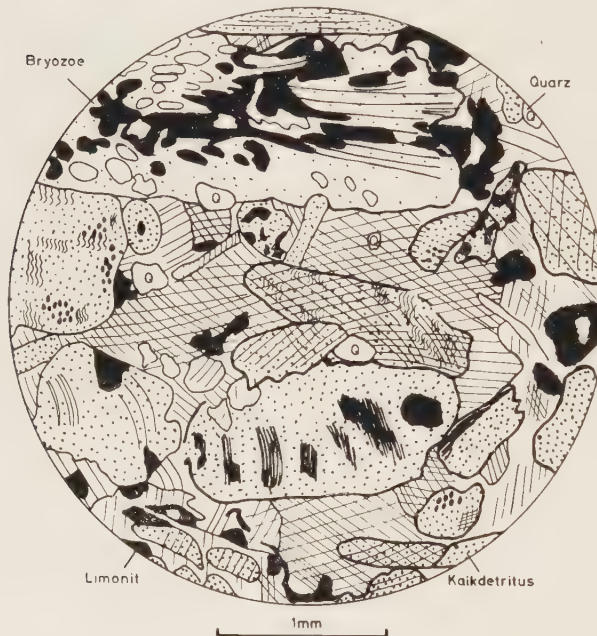


Fig. 7. Schliffbild einer Roten Echinodermenbreccie.

Eine Analyse einer Roten Echinodermenbreccie ergab folgende chemische Daten:

SiO ₂	9,2 %	
Fe ₂ O ₃	3,1 %	
FeO	2,4 %	
CaO	41,3 %	
MgO	1,1 %	
CO ₂	37,3 %	Anal. B.T.
Rest nicht best.		

Quarzit

Im Dach der Glockhaus-Serie, und zwar nur, wo sie in südlicher Facies ausgebildet ist, steht ein hellbraun verwitternder, frisch bläulicher, kalkiger bis schwach kalkiger Quarzsandstein an, der einige Besonderheiten aufweist:

- Senkrecht auf den Schichtflächen stehende, kreisrunde Sandröhren, zapfenartig verwitternd.
- Tiefschwarze, plattgedrückte Tongallen.
- Quarzitischer Habitus, obwohl es sich meist um einen Sandkalk handelt.

Im Dünnschliff zeigt sich sofort der Unterschied zu echten Quarziten: der silikatische Zement fehlt völlig oder ist höchstens in Nestern vorhanden. Die ausgezeichnet sortierten, gut gerundeten Quarzkörner von durchschnittlich 0,2 mm mit ondulöser Auslöschung liegen regelmässig verteilt, zueinander in Kontakt stehend, in einer filzigen, braunen Karbonatgrundmasse, die als Porenzement ausgebildet ist. Vereinzelte Poren sind mit schlierigem Limonit erfüllt. Der Sandgehalt variiert ausserordentlich; im gleichen Handstück kann er zwischen 60 und 90 und mehr Prozent wechseln. Die herauswitternden Zapfen sind sandiger und weisen hellen, z.T. spätigen Calcit-Zement auf.

In den Tongallen ist eine konzentrische, lagige Anordnung der feinen Tonpartikel deutlich erkennbar (dürfte auf diagenetischer Entwässerung beruhen). Ebenfalls auf diagenetische Vorgänge (Setzung) sind die randlich eingedrückten Quarzkörner zurückzuführen. Das Aufbaumaterial ist schwarz bis grünlich, mikroaggregatisch bis schwach faserig.

Bezeichnung: Kalkiger bis schwach kalkiger Quarzsandstein mit lutitischen Geröllen. CAROZZI (1960) spricht von «Carbonate-Cemented Quartz Sandstone».

Fossilinhalt der Glockhaus-Serie

Die nördliche Ausbildung vom Gental-Südabhang ist praktisch fossilleer. Ausser einzelnen Belemnitrostren finden sich angehäuft in den brecciösen Bänken Schalentrümmer von Brachiopoden und Lamellibranchiern, Seeigelstacheln und sonstige Echinodermenbruchstücke. Einzelne dickere Bänke führen massenhaft Bryozoen.

Am Glockhaus, in der südlichen Ausbildung, findet man selten Ammoniten neben zahlreichen Belemniten, kleinen Zweischalern und den schon erwähnten Fossiltrümmern.

Der Komplex Nr. 1 im Profil B₂ (Fig. 3) lieferte aus den Calcareniten auf schräggeschichteten Lagen folgende Fossilien, die von Dr. B. ZIEGLER, Berlin, früher Zürich, bestimmt wurden:

Ludwigia (Ludwigella) Gruppe *cornu* BUCKMAN.

Concava-Zone, oberste Aalénien.

Ludwigia (Graphoceras) concava SOWERBY.

Concava-Zone.

Die gleichen Fossilien finden sich knapp unterhalb des Glockhausgipfels in ähnlichen Gesteinen.

Im Schichtglied Nr. 5 von Profil B₂, aufgespalten in mehrere Bänke, können bei der verfallenen Hütte der Feldalp (Koord. 660.250/177.050) gefunden werden:

Dorsetensia sp. eventuell auch *Sonninia* sp.

Unteres Bajocien.

Alle anderen Schichtglieder sind nicht näher einzuordnen.

Alter

Nach den gefundenen Fossilien und den schon früher bekannten von MOESCH (1894) und ARBENZ (1907), repräsentiert die Glockhaus-Serie das mittlere und obere Aalénien und einen Teil des unteren Bajocien (Zonen der *Ludwigia murchisonae*, der *Ludwigia concava* und der *Sonninia sowerbyi*).

Verbreitung

Die Lithofacies der Glockhaus-Serie tritt vom Autochthon bis ins Ultrahelvetikum mit wechselnder Mächtigkeit auf und ist über den gesamten helvetischen Faciesraum verbreitet.

Seitliche Uebergänge

Die lithofacielle Ausbildung bleibt bestehen. Einzelne Glieder der Serie schwellen auf Kosten anderer an oder fehlen stellenweise. Im autochthonen Faciesraum fehlt die Gruppe der eisenschüssigen Kalksandsteine (ROHR, 1926), in den ultrahelvetischen Regionen die Roten Echinodermenbreccien (BADOUX, 1949; HUBER, 1934). Der sogenannte Grenzquarzit im Dach der Serie wechselt in seiner Ausbildung und Mächtigkeit sehr stark oder kann überhaupt fehlen (nördlicher Faciesbereich), stellenweise ist er ausserdem durch eine Echinodermenkalkbank von 3 — 6 m ersetzt (Schlafbühlen).

Die stratigraphischen Lücken sind aber weit weniger ausgeprägt als die durch die Tektonik verursachten: ganze Schichtpakete können fehlen oder zu einigen Metern ausgewalzt sein; an anderen Stellen treten gewaltige Anhäufungen auf, z.B. in Antiklinalkernen im Gebiet der Lütchinentäler.

Synonyma

Die Glockhaus-Serie entspricht dem «Aalénien» s. l. der älteren Autoren dem Ausdruck «Eisensandsteingruppe» von STAUFFER (1920), dem «Unteren Dogger» (inkl. Opalinustone) von ARBENZ (1907). Im Helvetikum der Ostschweiz hat DOLLFUS (1965) gleich ausgebildete Gesteine des Doggers als «Bommerstein-Serie» ausgeschieden. Siehe auch Tabelle 1.

Interpretation der Facies

Die Glockhaus-Serie stellt in ihrer Gesamtheit eine typische, marine Flachwasserfacies dar: reiche Bodenfauna, stark wechselnde Sedimentationsbedingungen (gröbste Calcarenite auf Tonschiefern) und reichliche, detritische Materialzufuhr.

Ein besonderes Problem bilden die Knauerschiefer. Analoge Bildungen im Jura der Schwäbischen Alb, die *S a n d f l a s e r s c h i c h t e n*, werden als Wattensediment angesehen (WERNER, 1959). Die unruhige Schichtung, Unbeständigkeit der einzelnen Horizonte und ausgedehnte Wühltätigkeit von Bodenbewohnern sprechen für diese Annahme.

Zu einem Teil kann die Struktur der Knauerschiefer sicher auf ähnliche Vorgänge bei der Genese zurückgeführt werden. Vor allem Spuren von Bioturbation sind nicht zu übersehen (vgl. Fig. 4). Andererseits sprechen aber die Einschaltungen von Echinodermenbänken mit Bryozoen gegen

zeitweilige Trockenlegung, wie dies in Wattensedimenten der Fall ist. Der Bildungsraum der Knauerschiefer muss deshalb weiter draussen, auf dem flachen Schelf gelegen haben, wo die Sedimentoberfläche ständig unter Wasser stand. Auf grössere Entfernung von der Küste deuten auch die extrem sortierten Kalksandsteine (vgl. Fig. 5), die durch Strömungs-entmischung der Sandfraktion ihre «Uebersortierung» erhalten haben.

Hauptursache für die Knaurigkeit ist unzweifelhaft die tektonische Beanspruchung der Schichten bei der alpinen Dislokation. Längs den zahllosen Tonhäutchen fanden kleine Ueberschiebungen, Abscherungen und andere Ausgleichbewegungen statt, die sandigen Partien wurden ausgewalzt oder «abgerollt» und der plastische Tonanteil zwischen die auf diese Weise entstandenen «Knauern» eingepresst.

Eine statistische Auswertung der Schrägschichtung (hie und da auch Kreuzschichtung) in den Echinodermenbreccien wurde versucht, jedoch abgebrochen, da viel zu wenige dreidimensionale Aufschlüsse vorhanden sind. Immerhin konnte das Phänomen immer als Oben-Unten-Kriterium benützt werden.

Die Tatsache, dass sämtliche gefundenen Ammoniten in schräggeschichteten, groben Calcarenen auftreten, spricht für ihre Verschwemmung und daher für starke Strömung. Abrollungserscheinungen treten jedoch nicht auf (kurzer Transport). Die ziemlich starke Zertrümmerung der Crinoidenstücke und Lamellibranchierschalen nebst der Eckigkeit und Unversehrtheit, spricht ebenfalls für kurzen aber heftigen Transport. Ruhige Phasen mit gleichmässiger Strömung charakterisieren die abgelagerten, tonfreien, extrem sortierten Kalksandsteine (vgl. Fig. 5).

C. Die Hochstollen-Serie (Bajocien)

Diese überall dunkel anwitternde Gesteinsabfolge lässt sich von oben nach unten in drei, durch Uebergänge miteinander verbundene Komplexe gliedern:

Echinodermenbreccie
Wechselagerung
Sandige Ton- und Kalkschiefer

Die Hochstollen-Serie überlagert mit stratigraphisch scharfem Kontakt die Glockhaus-Serie. Im Untersuchungsgebiet ist sie gut aufgeschlossen, jedoch meist schlecht zugänglich. Durchgehende, vollständige Profile mit Ober- und Untergrenze fehlen; meist ist die Untergrenze tektonisch verwischt und die Obergrenze mit Schutt bedeckt.

Die Bezeichnung erfolgte nach dem 2480 m hohen Hochstollen, westlich der Frutt, der ganz aus Gesteinen dieser Serie aufgebaut ist. Hier erreicht sie auch die grösste Mächtigkeit (gegen 400 m).

Typprofile

Es werden drei Profile beschrieben:

- C₁ am Balmereggorn durch die gesamte Abfolge in nördlicher Facies ohne Untergrenze mit Detail C₂
- C₃ durch typisch ausgebildete Obergrenze in der Uebergangsfacies der Lauberstock-Falte
- C₄ am Faulenberg durch einen Teil der Abfolge (ohne Obergrenze) in südlicher Facies

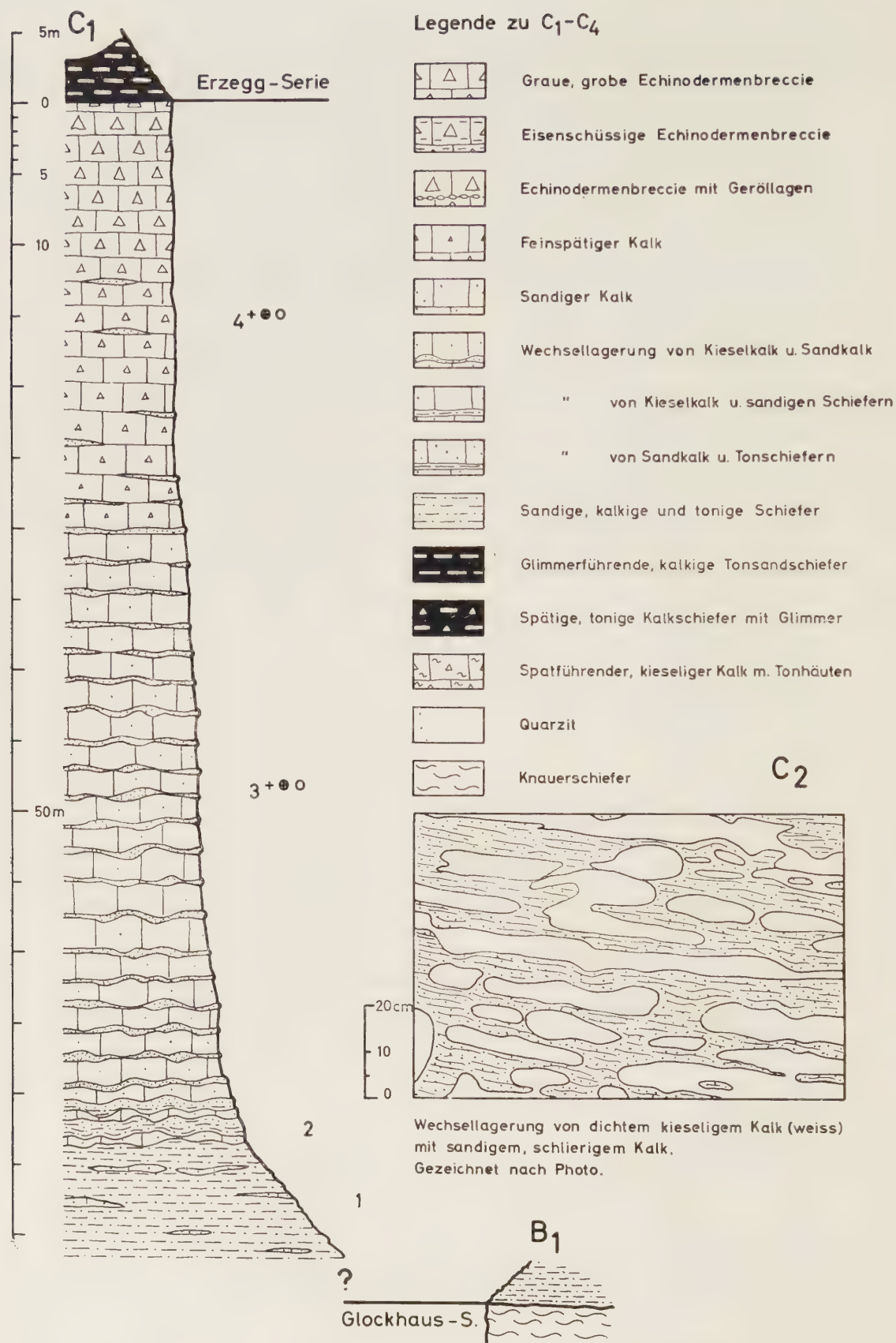


Fig. 8. Profile C₁ und C₂: Hochstollen-Serie

Zeichenerklärung siehe Fig. 3

C₁ Südabhang des Balmeregghorns

Koordinaten des Dachpunktes 664.620/178.350/2180 m

Koordinaten des Basispunktes 664.660/178.230/2100 m

Topographisch und stratigraphisch von oben nach unten.

- 4) 30 m Graue Echinodermenbreccie. Obere 3—4 m grob, quarzfrei, Bänke von 15—20 cm. Graugelb anwitternd. Uebergang in feinspätigen, leicht sandführenden Kalk mit einzelnen, sandigen Schnüren. Bänken von 50—80 cm. Uebergang in
- 3) 40 m Graublauen, feinkörnigen, kieseligen Kalk mit schlierigen, schwarz oder dunkelgrau anwitternden, rauhen Sandkalklagen. Ausgangsgestein für die Wechselagerung der südlichen Facies. Die unruhige Schichtung ist typisch (siehe C₂). Uebergang in
- 2) 4 m Stark sandige Kalke mit tonschiefrigen, dunkel anwitternden Zwischenlagen. Uebergang in
- 1) ca. 20 m Dunkle, blättrige, tonige und kalkige Sandschiefer mit Glimmer. Vereinzelt linsige, kieselige Kalkbänke mit tonigen Schlieren. Die letztgenannten Schiefer bilden den Kern einer Falte. Nach unten wiederholt sich die gleiche Schichtreihe in umgekehrtem Sinne.

Mächtigkeit

Ca. 80 m. Genaue Messung ist unmöglich, da die unteren Glieder im Kern einer Falte liegen (siehe dazu auch Profil 4 auf Tafel III).

Untergrenze

Fehlt tektonisch.

Obergrenze

Messerscharfer Kontakt zwischen hellem, grobem Spatkalk und schwarzen, glimmerführenden Schiefern an der Basis der Erzegg-Serie. Eine leichte Diskordanz wurde 1 km nordöstlich diesem Profil unter der Erzegg festgestellt. Die Oberfläche der Echinodermenbreccie ist eine *Abrasionsfläche* mit den typischen Merkmalen: Bohrlöcher, mit Eisenhydroxyd gefüllte Taschen und starke, zu Grus führende Zerklüftung der obersten 30 cm. Die Erzegg-Serie liegt an dieser Stelle *transgressiv* auf der Hochstollen-Serie (vgl. S. 44).

C₃ «Ruinen» nordwestlich des Balmeregghorn

Koordinaten des Dachpunktes 664.330/178.460/2202 m

Koordinaten des Basispunktes 664.340/178.430/2195 m

Stratigraphisch von oben nach unten, topographisch von unten nach oben.

- 12) 0.82 m Braun bis orange anwitternde, typische, graue, grobe Echinodermenbreccie
- 11) 0.38 m Orange überkrustete, bröcklige Echinodermenbreccie mit hellroten, limonitischen Tupfen und Schlieren.
- 10) 0.45 m Grobe Echinodermenbreccie mit gelben und weissen Geröllen, meist in Lagen angeordnet. Die gelben, mit angefressener Oberfläche bestehen aus Dolomit/Ankerit, die weissen, die Knötchen bilden, sind gerundete Quarze, Kieselkalke und Feldspäte. Die Grösse ist ziemlich konstant zwischen 2 und max. 8 mm, die Geröllchen sind rund bis schwach eckig. Die bizarren, eckigen und buchtenreichen Formen sind Produkte von Anlösungserscheinungen (Fig. 10).
- 9) 0.48 m Graue, grobe Echinodermenbreccie mit hellroten, limonitischen Schlieren, die nach oben von kleinen, dünnen Tonfasern abgelöst werden.
- 8) 0.44 m Graue, grobe Echinodermenbreccie mit vereinzelt roten Punkten.

- 7) 1,00 m Echinodermenbreccie mit Gerölllagen. Ebenfalls lagenweise treten massenhaft Belemniten-Bruchstücke auf.
- 6) 0,43 m Stark eisenschüssige, bröcklige Echinodermenbreccie.
- 5) 0,76 m Grobe Echinodermenbreccie. Gegen die Mitte der Bank wird sie feinspätig und plattig brechend und führt zahlreiche Schalen und Schalenrümmer von Terebrateln.
- 4) 0,40 m Schwach sandige Echinodermenbreccie mit Gerölllagen.
- 3) 0,24 m Grobe, graubraun bis bläulich anwitternde Echinodermenbreccie.
- 2) 0,46 m Orange, frisch graue, bröcklige Breccie mit limonitischen Schlieren.
- 1) x m Feinspätiger, grauer Kalk, übergehend in gebänderten Sandkalk.

Obergrenze

Auch hier, wie am Balmeregghorn-Profil, weist die Oberfläche der Echinodermenbreccie typische *Transgressions*-Merkmale auf. Aus der Verkrustung der obersten Zentimeter (Hardground) könnte auf eine Ommissionsfläche geschlossen werden. Leider ist die Grenze meist tektonisch überprägt und Details nicht mehr erkennbar.

Auf dieser Fläche liegen schwarze, spatführende, hie und da auch vereinzelte Gerölle aufweisende Schiefer, die in grosser Regelmässigkeit mit kieseligen, von Tonfasern durchzogenen Kalken wechsellagern (= Basis der Erzegg-Serie). Diese Wechsellagerung fehlt im nördlichen Faciesgebiet. Ob sie aus den Glimmerschiefern durch Verkalkung in gleicher Höhe seitlich hervorgeht oder tiefer als diese liegt, lässt sich nicht entscheiden.

C₄ Nordwand des Faulenberg

Koordinaten des Dachpunktes 662.180/179.780/2360 m

Koordinaten des Basispunktes 662.290/179.840/2030 m

Topographisch von unten nach oben, stratigraphisch von oben nach unten.

- 4) 30+x m Wechsellagerung von dunklen, sandigen, rauhanwitternden Schiefern (meist glimmerführend), mit plattigen, sandigen oder feinspätigen Kalken mit Tonhäuten auf den Schichtflächen.
- 3) 30 m Dunkle, tonige Schiefer, glimmerführend, plattig brechend, vereinzelt mit schlierigen Kalkbänken.
- 2) 200 m Wechsellagerung von dunklen, tonigen, sandig-rauen Schiefern mit detritischen Glimmern, mit flaserigem, kieseligem Kalk, blaugrau, tonhäutig.
- 1) 80 m Schwarze, tonige und kalkige, sandige Schiefer. Lagenweise übergehend in Mergelkalk oder Kieselkalk.

Mächtigkeit

Aufgeschlossen sind 330 m. Die totale Mächtigkeit der Serie dürfte an dieser Stelle bei 360 m liegen. Gegen den Hochstollen zu schwillt sie auf über 400 m an, doch ist hier die tektonische Verdickung infolge Stauchfaltung schwer abzuschätzen.

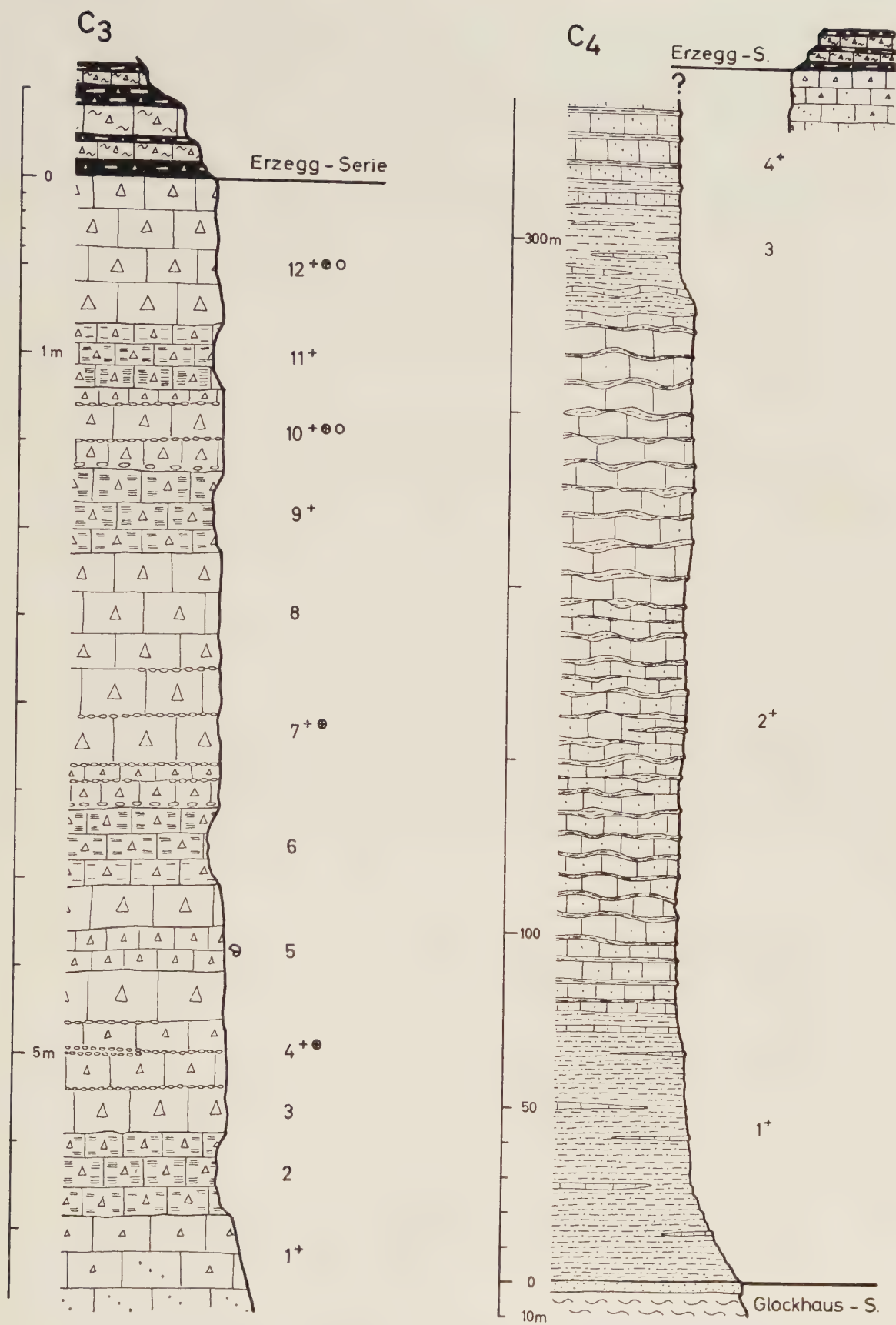


Fig. 9. Profile C₃ und C₄: Hochstollen-Serie Legende siehe Fig. 8, Zeichenerklärung Fig. 3

Untergrenze

Die Auflagerung der schwarzen Tonschiefer auf dem hellbraunen Quarzit im Dach der Glockhaus-Serie ist scharf und deutlich erkennbar. Diskordanzen oder Anzeichen für eine Schichtlücke wurden keine festgestellt.

Obergrenze.

Unter riesiger Schutthalde begraben. Auf der andern Seite des Faulenberg, im Kleinen Melchtal, ist an einer Stelle der Kontakt zur Erzegg-Serie sichtbar und entspricht den Verhältnissen, wie sie am SE-Abhang des Lauberstock anzutreffen sind (siehe unter Profil C₃, Fig. 9).

Lithologie

Echinodermenbreccie

Das grobe, graue Gestein, oft mit gut erkennbaren Crinoiden-Bruchstücken (*Pentracrinus* sp.) und Seeigelstacheln (besonders in der Anwitterung deutlich), tritt vor allem im nördlichen Faciesgebiet in typischer Ausbildung auf. Im Feld ist das Gestein erkennbar an der braunen oder gelben, lagenweise auch orangen Anwitterungsfarbe, während es frisch stets blaugrau erscheint mit mehr oder weniger zahlreichen, hellroten Limonittupfen und -schlieren.

Im Dünnschliff können verschiedene Typen unterschieden werden:

a) Reine Echinodermenbreccie

Schlecht sortierte, z.T. runde Crinoiden-Bruchstücke von 0,5—4 mm Durchmesser liegen dicht gepackt in feinkörniger brauner, filziger Grundmasse, die als Zwickelfüllung ausgebildet ist. Die detritischen Komponenten sind fast immer mit einer limonitischen Haut umgeben. Der Sandgehalt ist gering, pro Schliff sind 6—8 Sandkörner zu beobachten. Auffallenderweise besteht der grössere Teil der Körner aus Kalifeldspäten, die sich unter randlicher Bildung von Plagioklas und Quarz auflösen. Umwachsungen von Calcit durch idiomorph ausgebildeten Plagioklas konnten verschiedentlich festgestellt werden.

Bezeichnung: Bioklastischer Calcarenit (CAROZZI, 1960)
Crinoidenkalk (LEIGHTON-FENDEXTER, 1962)

b) Eisenschüssige Echinodermenbreccie

Als neue detritische Komponente kommt Limonit in Körnern bis zu 5% dazu. Ursprünglich dürfte es sich um Siderit/Ankerit-Körner gehandelt haben, die zu feinpulverigem Limonit verwittert sind. Diese Verwitterung ist wahrscheinlich syngenetisch oder frühdiagenetisch erfolgt.

c) Pyritführende Echinodermenbreccie

Schlierige, kryptokristalline Grundmasse. Darin schwimmen einzelne grosse Späte und Fossiltrümmer. An Stelle von limonitischen Häutchen sind kleine Pyritwürfel hofartig um die Körner angeordnet. Die Pyritbildung ist auf diagenetische Reduktion von detritischem Limonit zurückzuführen, der vielleicht aus verwittertem Ankerit entstanden ist.

d) Spatkalk

Die calcarenitischen Komponenten lassen ihre organische Natur nicht mehr erkennen (das typische Gittermuster der Echinodermenplättchen fehlt vollständig). Oft ist die Unterscheidung zwischen Komponente und Matrix nicht mehr möglich, da das Gestein umkristallisiert ist. Der detritische Calcit wurde aufgelöst und kristallisierte als Grundmasse

oder in Form von grösseren Späten aus. Daneben führen die Spatkalke nur Quarzkörner, keine Feldspäte, und, als Schichtanzeiger, winzige Tonfasern und detritische, helle Glimmerblättchen (bis 5%). Offensichtlich stellt der Spatkalk das küstenfernere und becken-tiefere Äquivalent der Echinodermenbreccie dar.

Bezeichnung: Schwach sandiger Calcarenit.

In der südlichen Facies versandet die Breccie und geht über in einen grauen, harten Sandkalk ohne deutliche Spuren organischer Bestandteile. Eine noch südlichere Facies am Hochstollen zeigt eine allmähliche Verschieferung an durch Aufnahme von Tonhäuten und tonschiefrigen, dünnen Lagen. Die typische, braune Anwitterungsfarbe bleibt jedoch bestehen.

Im Bereich der Sandkalke sind feine Wechsellagerungen von sandarmen und sandreichen Partien im Millimeter-Bereich häufig. Durch die Anwitterung erhält das Gestein eine prächtige Bänderstruktur mit z.T. schön ausgebildeten Sedimentärstrukturen wie Rippeln, Slumps und, selten, angedeutete Schrägschichtung.

Im Dünnschliff wechseln regelmässige Sandlagen mit sandfreien, calcarenitischen Lagen ab. Auffallend ist die ausgezeichnete Sortierung der Quarzkörner (um 0,2 mm). Jede Sandlage schliesst gegen oben mit einer Tonhaut ab. Innerhalb der Lage konnte nie graded bedding festgestellt werden. Die Wechsellagerung ist ein reines Produkt zweier Strömungen mit verschiedenem Kornvorrat.

Bezeichnung: Sandiger Spatkalk bis Sandkalk.

In der nördlichen Facies geht die Breccie nach unten über in einen dunklen, kieseligen Kalk durch Verminderung der Korngrösse, Aufnahme von kieseligem Material und organischem Pigment. Tonhäute sind an die Schichtflächen gebunden. Vereinzelte sandige Schnüre unterbrechen die eintönige Abfolge.

Unter dem Mikroskop erkennt man vereinzelte (bis 5%), frei schwimmende Quarzkörner, die starke Anlösungserscheinungen zeigen. Daneben sind winzige Tonfläserchen parallel der Schichtung wegen ihrer dunklen Farbe sofort auszumachen. Die Hauptmasse jedoch besteht aus kryptokristallinem bis schwach körnigem Kalk, dunkel pigmentiert und bei genauem Hinsehen von kieseliger Substanz durchsetzt. Für die Herkunft dieser kieseligen Substanz ist die oben beschriebene Auflösung von detritischem Quarz während der Diagenese verantwortlich (hohes pH durch Zersetzung der feinen, organischen Substanz). Das Gestein enthält nach Analyse 21% SiO_2 .

Geröllhorizont

Merkwürdig ist das Auftreten von Geröllagen in den obersten Metern der Echinodermenbreccie in der Lauberstock-Falte: in die gewöhnliche, graue Echinodermenbreccie mit etwas Sandbeimengung sind erbsen- bis knapp haselnussgrosse Geröllchen eingestreut. Solche aus karbonatischem Material wittern gelb bis weiss an; wie eine Röntgenaufnahme (Debeye-Scherrer) zeigte, bestehen sie aus Dolomit/Ankerit (auf dem Strichdiagramm nicht näher identifizierbar, wahrscheinlich inniges Gemisch). Die Quarz-Gerölle bilden kleine Knötchen auf der Gesteinsoberfläche.

Im Dünnschliff lassen sich in frischen Gesteinen die «Dolomit-Gerölle» näher charakterisieren: meist handelt es sich um kryptokristalline, dolomitische Substanz, daneben treten aber auch Gerölle von gleichkörnigen, dolomitischen Gesteinen sowie Sandkalke auf. Das gleiche Bild ergibt sich bei den «Quarz-Geröllen»: neben Einkristallen von Quarz kommen schön gleichkörnige, reine Quarzit-Gerölle, Kieselkalke, Kalifeldspäte und Plagioklase vor, d.h., alle diese Komponenten können aus der Trias bezogen werden.

Schliffbild siehe Fig. 10



Fig. 10. Geröllage in der Echinodermenbreccie.
D: feinkörniger Dolomit
F: Feldspatkorn
KK: Kieselkalk
SK: Sandkalk
Qt: Quarzit

Innerhalb der schmalen Zone der geröllführenden Echinodermenbreccie kann eine leichte Abnahme der Geröllgrösse von N nach S festgestellt werden.

Hie und da treten an Stelle von Gesteinskomponenten in grösserem Ausmasse Belemniten-Bruchstücke auf. Eine Einregelung der meist gerundeten Bruchstücke konnte nicht festgestellt werden. Da eine solche Trümmerlage nach oben stets mit einer Tonhaut abschliesst, längs welcher das Gestein ausserordentlich gut bricht, können in Schutthalden durch Verwitterung die Belemnitenreste herauspräpariert werden, und man trifft nicht selten Platten an, die pro Quadratmeter bis 60 solcher Trümmerstücke führen.

Die Wechsellagerungen

Im nördlichen Faciesbereich tritt eine eigentliche Wechsellagerung nicht auf. Das untere Drittel der Serie besteht aus einem Kieselkalk, der unregelmässige, braun anwitternde Schnüre enthält, die sich beim näheren Betrachten als Sandkalk-Lagen herausstellen. Gegen die südliche Facies hin entwickelt sich dieses Niveau zur «Unteren Wechsellagerung», indem die sandigen Schnüre zu Sandkalk-Bänken mit tonschiefrigen Partien anschwellen. So ist schliesslich am Hochstollen beispielsweise eine viele hundert Male sich wiederholende Wechsellagerung von dunklen, sandigen Schiefern und hellerem, bläulichem Kieselkalk. Von älteren Autoren wurde diese Facies als «*Cancellophycus*-Schichten» gesondert ausgeschieden. Die Verwendung dieses Begriffes ist jedoch unglücklich und sollte aus folgenden Gründen vermieden werden:

- *Cancellophycus scoparius* THIOLL. ist ein Facies-Fossil und nicht nur auf den mittleren Dogger beschränkt. Oft wurden aber die «*Cancellophycus*-Schichten» einfach dem Bajocien gleichgesetzt. Das Fossil tritt jedoch vom oberen Lias bis ins Bathonien auf.
- Weder nach unten noch nach oben ist eine scharfe Abgrenzung der *Cancellophycus*-Schichten möglich. Ausserdem kommt das Fossil offenbar nur in bestimmten Zonen vor.

Im Untersuchungsgebiet z.B. wurden sämtliche «Wedeln» ca. 40 m über der Basis der Hochstollen-Serie gefunden, während die kieselige Facies, die das Fossil anzeigt, viel umfangreicher ist.

Nur in südlicher Facies kommt die «Obere Wechsellagerung» vor. Sie entwickelt sich auf Kosten der Echinodermenbreccie, mit der sie durch alle Uebergänge von feinspätigem Kalk und Sandkalk verbunden ist. Von der «Unteren Wechsellagerung» ist sie durch einen Schieferhorizont getrennt (vgl. Fig. 15).

Fig. 11 gibt ein Bild der verschiedenen auftretenden Typen von Gesteinen und ausscheidbarer Wechsellagerungen in der Hochstollen-Serie.

Erläuterungen zu Fig. 11

Probeentnahme:

Pro lithologische Einheit wurden je nach Verhältnissen ein Abschnitt von 0,5 — 2 m detailliert aufgenommen und von jeder Bank — aus der Mitte, wenn möglich — ein Handstück geschlagen. Dieses kleine, genau aufgenommene Profil ist repräsentativ für die ganze, 50—200 m mächtige Einheit.

Chemische Analysen:

Pro Handstück wurde eine vereinfachte Schnellanalyse durchgeführt: Kalk/Dolomit-Bestimmung nach MATTER (1964), der Rückstand, d.h. das HCl-Unlösliche + ausgeflocktes Eisen in Form von Fe_2O_3 , mit HClO_4 1:10 versetzt, aufgeköcht und das Fe_2O_3 kolorimetrisch bestimmt (Dipyridil-Methode). Vergleiche mit Totalanalysen haben gezeigt, dass auf diese Weise der Eisengehalt $\pm 0,2\%$ genau bestimmt werden kann. Leider ist es nicht möglich, mittels einer einfachen Schnellmethode das «Unlösliche» in den durch die alpine Dislokation epigenetisch veränderten Gesteinen weiter in Ton- und Sandanteil zu trennen. Der Dünnschliffbefund muss hier weiter helfen.

Dünnschliffe:

Von jeder lithologischen Einheit wurden mindestens je zwei Schliffe hergestellt, aus der Echinodermenbreccie standen z.B. über 20 zur Verfügung.

Zur Darstellung:

Die verschiedenen Profilabschnitte sind untereinander angeordnet. Die Lage im Profil entspricht ungefähr der Position innerhalb der Serie im Feld. Es kann aber nicht davon die Rede sein, dass in einem Profil vom Dach zur Basis die gezeichneten Typen in dieser Reihenfolge oder vollständigen Abfolge auftreten. Untereinander gezeichnete Wechsellagerungen liegen im Feld mehrere 100 m horizontal auseinander. Die Figur ist also nur in dem Sinne ein Sammelprofil der Serie, indem es zwar alle auftretenden lithologischen Einheiten enthält, aber nicht in ihrer wahren Mächtigkeit.

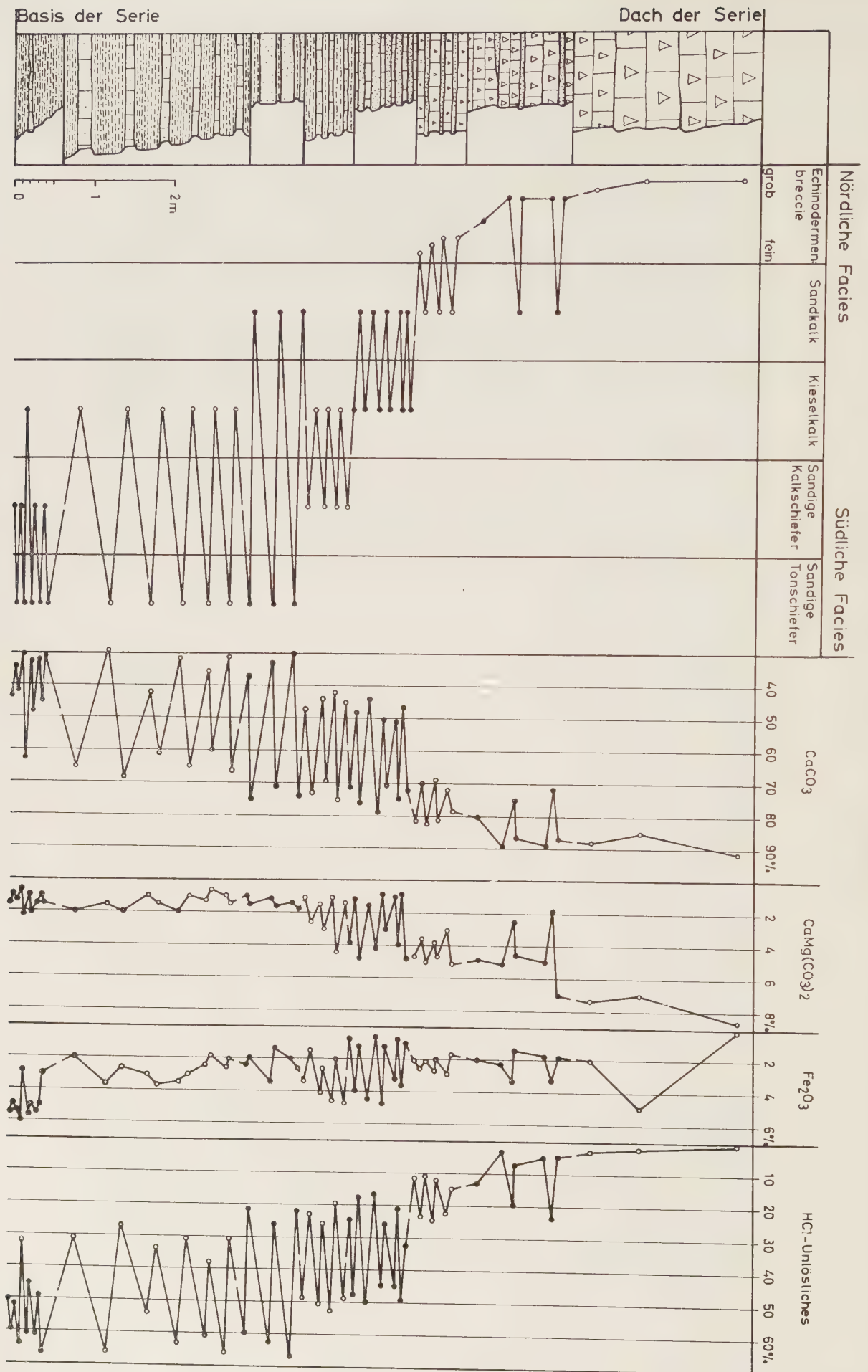


Fig. 11. Gesteine der Hochstollen-Serie. Lithologie und Chemismus.
Erklärungen siehe Text.

Die Lithologie ist vereinfacht dargestellt. Die Bezeichnung erfolgte mehr nach den Feldbefunden, denn nach chemischen Daten. Am Beispiel der letzten Kolonne, den sandigen Tonschiefern, ist ersichtlich, dass weniger der chemische Unterschied in der Zusammensetzung als der lithologische Aspekt des «Tonschiefers» im Gegensatz zum «Kalkschiefer» hervorgehoben sein soll. In beiden Fällen müsste streng nomenklatorisch von «tonigen Sandkalkschiefern» und «Sandmergelschiefern» gesprochen werden. Das Beispiel zeigt auch die Schwierigkeiten der Namengebung, je nachdem was damit besonders betont werden soll, die Zusammensetzung oder der Habitus.

Interpretation der Analysen, dargestellt in Fig. 11

- Die Dolomitkurve verläuft parallel der Calcitkurve. Das Mg ist zu einem geringen Prozentsatz im Calcit enthalten. Die Echinodermentrümmer dürften als Träger dieses Mischkarbonates in erster Linie in Frage kommen. Auffallend ist, dass in der südlichen Facies, wo die organischen Trümmer fehlen, der Mg-Gehalt durchwegs 1—2% beträgt, unabhängig von Schiefer oder Kalk.
- Der Eisengehalt verläuft entgegengesetzt dem Mg-Gehalt. Das Eisen ist also nicht in Form von «Ankerit» im Kalk enthalten. Wahrscheinlich bestand aber ein Teil der ursprünglich eingeschwemmten Substanz aus einem Fe-Karbonat, denn die im Dünnschliff auffallende Körnigkeit eines Teils des Limonites kann kaum anders als durch Pseudomorphose der Eisenhydroxyde nach dem Karbonatkorn erklärt werden. Detritischer Limonit ist daneben als Schlieren und Häutchen ausgebildet.
- In welcher Form der relativ hohe Eisengehalt in den Mergelschiefern an der Basis der Serie im Gestein vorliegt, kann auch aus dem Schliffbild nicht entschieden werden. Pyrit konnte nicht gefunden werden, es sei denn, er sei als dunkles, feinkörniges Pigment in den Tonschlieren enthalten.
- Die Rückstandskurve verläuft logischerweise entgegengesetzt den Karbonatkurven. Was aber schön zum Ausdruck kommt, ist die Vermergelungstendenz gegen die Basis und südliche Facies zu. Die Zunahme des unlöslichen Rückstandes ist vor allem auf die Ueberhandnahme des Tonanteils zurückzuführen.

Die Schiefer

Sandige, rauhe Kalk- und Tonschiefer bilden im Untersuchungsgebiet, mit Ausnahme der Spicherfluh (nördlichste Facies), durchwegs die Basis der Hochstollen-Serie. In der Anwitterung lässt sich dieses Gestein deutlich von ähnlichen der Glockhaus-Serie unterscheiden: die Schieferungsflächen sind stets glatt, schwarz oder grau, nie rostig; die Schichtflächen dagegen sind nicht glatt, sondern sandig-rauh. Einzelne dünne Bänke in Form von langgestreckten Linsen bestehen aus kieseligen, von Tonhäuten durchflaserten, dichten Kalken. Auf Grund des Dünnschliffbildes kann von tonigen, schwach sandigen Kalken gesprochen werden. In Fig. 11 sind auch die Schiefer dargestellt.

Der Sandgehalt dieser Schiefer nimmt von Norden nach Süden ab; gleichzeitig nimmt der Tongehalt stark zu. Parallel hiezu schwillt die Mächtigkeit dieser Schiefer von 15 auf 100 m an. Am Hochstollen ist ferner ersichtlich, wie sich ähnliche Horizonte auf Kosten der Wechsellagerung auch in höheren Niveaux der Serie entwickeln, so dass von einer eigentlichen Vermergelung gesprochen werden kann. Ein besonders mächtiges Schieferband schaltet sich auf ca. $\frac{2}{3}$ der Höhe der Serie ein und trennt die Wechsellagerung in eine «Untere» und «Obere». Vgl. auch Fig. 15 ARBENZ hat dieses Phänomen als erster klar erkannt.

Fossilinhalt

Die ganze Hochstollen-Serie ist fossilarm. Im südlichen Bereich können praktisch nur Belemniten angetroffen werden. Ca. 40 m über der Basis finden sich dafür nicht selten die (genugsam beschriebenen) Wedelfiguren von *Cancellophycus scoparius* THIOLL. Leider kann dieses Fossil nur Hinweis auf die Facies geben (GÜNZLER-SEIFFERT, 1924; ZIEGLER, 1964).

Die Echinodermenbreccie enthält wohl zahlreiche Reste deutlich organischen Ursprungs, welche jedoch nur von bedingtem Wert sind. Meist handelt es sich um Bruchstücke von Crinoiden, Echinodermen und auch Pelecypoden. Als einziges Fossilniveau konnte am Melchseestöckli und auch weiter südwestlich im Gebiet der Lauberstöcke die schon ARBENZ bekannte Bank mit *Terebrateln* wieder aufgefunden werden. Die Bank von 30 — 80 cm kommt ca. 4 m unter der Obergrenze der Serie vor, und führt massenhaft gut erhaltene Steinkerne von *Terebratula ovoides* SOWERBY (nach ARBENZ, 1907). Leider sind Terebrateln schlechte Leitfossilien und noch schlechtere Milieuanzeiger (freundliche Mitteilung von Herrn Dr. F. BURRI, Basel), so dass die Fossilbank keine weiteren stratigraphischen Schlüsse zulässt. Aus der Tatsache, dass fast ausnahmslos halbe Schalen der Tiere mit der konkaven Seite nach oben im Gestein liegen, lässt sich immerhin schliessen, dass sie in bewegtem Wasser abgelagert und möglicherweise weit verschwemmt worden sind.

Gute Fundstellen befinden sich beispielsweise 200 m nordwestlich der Bergstation Balmeregghorn und in der Nordwand des Melchseestöckli (Koord. 664.670/179.390/2040 m).

Alter

In einer Facies, die noch nördlicher als unser Untersuchungsgebiet zu beheimaten ist, hat ARBENZ an der Obergrenze der Echinodermenbreccie einen Kondensationshorizont gefunden (Engstlen, ARBENZ 1907), der Fossilien aus der Zone der *Garantiana garantiana* enthält. Aehnliche Bildungen sind aus der Axen-Decke bekannt (HESS, 1941; THALMANN, 1922). Die Echinodermenbreccie schliesst also in der nördlichen Facies des helvetischen Ablagerungsraumes mit dem Bajocien ab. Aehnliche Verhältnisse aus dem südlichen Teil des Troges beschreiben STAUFFER (1920) aus dem Schilthorn-Gebiet, HUBER (1934) aus dem Ultrahelvetikum der Zone des Cols von Adalboden und auch BADOUX (1945) aus dem Gebiet von Lenk. Der letztere Autor lässt die Möglichkeit offen, dass die Echinodermenbreccie auch noch das Bathonien einschliesst. Er erwähnt sandige, schwarze Spatkalke über der Breccie, die er aus Positionsgründen ins obere Bathonien stellt, ohne jedoch dafür Beweise erbringen zu können. Als nächstes folgen im Ultrahelvetikum graue Mergelschiefer mit einer Oxford-Fauna.

In der nördlichen Facies am Graustock fehlt Bathonien (ARBENZ, 1907; ROD, 1937). Im Gebiet der Erzegg liegen die dem Bathonien zugeordneten Glimmerschiefer transgressiv auf der Echinodermenbreccie. Noch weiter südlich schalten sich zwischen die hellen Spatkalke im Dach der Hochstollen-Serie und die typischen glimmerigen Schiefer des «Bathonien» von Norden nach Süden in zunehmender Mächtigkeit spätere Schiefer und tonige Kieselkalke ein.

Gleiche Verhältnisse beschreibt GÜNZLER-SEIFFERT (1924) aus dem Faulhorn-Gebiet. Dort wird im südlichen Bereich die Echinodermenbreccie nochmals von einer «cancellophycusähnlichen» Wechselfolge von Schiefern und kieseligen Kalken überlagert, in welcher GÜNZLER-SEIFFERT mögliches Bathonien sieht. STAUFFER (1920) deutet die gleiche Erscheinung im Schilthorn-Gebiet als Verschieferung der Echinodermenbreccie von oben her.

Die Ausbildung eines *Hardgroundes* im Faciesstreifen der Laubersstock-Falte zusammen mit dem offensichtlich transgressiven Uebergreifen der Erzegg-Serie im Gebiet der Erzegg selbst spricht jedoch gegen eine solche Vermergelung von oben her. Auskeilende Bänke von Echinodermengestein oder verfolgbare Uebergänge, wie sie z.B. in der Laubersstock-Falte in tieferen Niveaux beobachtet werden können (Uebergang der Echinodermenbreccie in Sandkalk mit Schieferlagen gegen unten und Süden, d.h. ursprünglicher Uebergang von Schelfbildungen in Litoralbildungen) treten nie auf.

Die spätigen Mergelschiefer stellen somit den Beginn einer neuen Transgression dar, wobei diese Schiefer noch auf das südlichste Sedimentationsgebiet der Wildhorn-Decke beschränkt blieben und erst die darüberfolgenden Glimmerschiefer weiter nach Norden übergriffen. Die letzteren liegen dort mit leichter Diskordanz auf der Echinodermenbreccie. Noch weiter im Norden, am Graustock, fehlen auch die Glimmerschiefer und in der Axen-Decke schliesslich ist die gesamte Erzegg-Serie entweder primär nicht abgelagert worden oder nur noch in Relikten vorhanden (Bathonien von Engelberg, THALMANN, 1922; HESS, 1941). Die Echinodermenbreccie der Hochstollen-Serie wurde somit schrittweise von Süden nach Norden von immer jüngeren Sedimenten der Erzegg-Serie überdeckt. Leider kann diese Annahme nicht durch Fossilfunde gestützt werden.

Nach HESS (1941) entsprechen im Gebiet der Axen-Decke silexführende Kalke den basalen Schiefern der Hochstollen-Serie, grobsandige Kalke mit Sandlagen den Wechsellagerungen. Der ganze Komplex wird aus Positionsgründen in die *Sowerby-Sauzei*-Zonen gestellt (darunterliegend datierte *Murchisonae*-Schichten, darüber Korallen der *Humphriesi*-Zone). In der südlichen Facies der Glockhaus-Gruppe fehlen sowohl Korallen wie die Möglichkeit, die Grenze gegen das Aalénien genau festzulegen. Von der Hochstollen-Serie kann hier nur gesagt werden, dass sie ins Bajocien gehört.

Verbreitung

Die Echinodermenbreccie der Hochstollen-Serie bildet einen Leithorizont für den mittleren Dogger im ganzen helvetischen Faciesraum. Die Vermergelungserscheinungen in südlichen Ablagerungsräumen lassen sich meist direkt verfolgen und bereiten deshalb für ihre Zuweisung keine Schwierigkeiten.

Synonyma

Die Hochstollen-Serie entspricht dem Mittleren Dogger von ARBENZ (1907) und dem Bajocien s. 1. sämtlicher Autoren im Helvetikum; DOLLFUS (1965) hat für ähnliche Gesteine der östlichen Schweizeralpen die Bezeichnung *Reischiben-Serie* eingeführt; sie erwähnt nur graue

Echinodermenbreccie aus dem bezeichneten Bereich. Andererseits hat GÜNZLER-SEIFFERT (1924) für den schiefrigen Teil der Serie im Faulhorn-Gebiet den Namen *Schwarzhorn-Schichten* vorgeschlagen, um die Faciesbezeichnung «Cancellophycus-Schichten» zu vermeiden. Da im Untersuchungsgebiet der spätige mit dem schiefrigen Teil durch Uebergänge verbunden und nicht trennbar ist, wurde *Hochstollen-Serie* als neuer Name für beide Faciestypen gewählt.

Interpretation der Facies

Die Hochstollen-Serie stellt in ihrer Gesamtheit eine Beckenfüllung dar, die unter sehr wechselnden Bedingungen sedimentiert worden ist.

Nördliche Facies:

Auffüllung mit kieseligem Kalkschlamm, stossweise unterbrochen durch Strömungen und Sandzufuhr, die das frisch abgelagerte Kalksediment anfressen, durchtalen und zerreißen (Sediment-Boudinage). Auffüllen des Reliefs mit sandigerem Material (Ovalstruktur, siehe Profil C₂, Fig. 8). Stetig zunehmende Strömung bringt immer mehr bioklastisches Material von der Brandungszone her ins Beckeninnere, das Gestein geht über in eine grobe, fast reine Echinodermenbreccie mit wenig Sand- und Tonanteil. In den obersten Metern kann als Zeuge der äusserst unruhigen Verhältnisse nicht selten verkehrte Gradierung beobachtet werden. Siehe dazu Fig. 12, eine Lackfilmaufnahme einer Echinodermenbreccie.

Südliche Facies:

Relativ ruhige Auffüllung eines tiefen Beckens mit tonigem und siltigem Material (Schiefer an der Basis). Stossweise Kalkfällung und Zunahme der Strömung führt zu ähnlichen Gesteinen wie schon oben beschrieben. Der Kieselgehalt des Wassers ist hoch, Kieselschwämme und -algen sind die einzigen Bewohner. Das Becken füllt sich auf, sandige Kalke mit dünnen tonigen Zwischenlagen treten an Stelle der Wechsellagerung. Dass unruhige Strömungen dazu kommen, beweisen die Wechsellagerungen von reinem Kalk und Kalksandstein im Millimeter-Bereich. Grabspuren von Bodenbewohnern, Rippelmarken mit Wellenlängen von 1 — 1,5 m mit spitzen Kämmen und breiten, flachen Trogtälern (symmetrische Oszillations-Rippeln) deuten auf wenig tiefes Wasser hin, schon bevor als letztes Glied der Serie die Echinodermenbreccie, die sehr feinkörnig und z.T. in Sandkalk übergeht, abgelagert wurde (Flachwassersediment).

Im Untersuchungsgebiet ist die Vermergelung gegen Süden (Abfolge Echinodermenbreccie — Calcarenit — Sandkalk — Kieselkalk — metasomatischer Sandkalk — Mergelschiefer) in einzigartiger Weise zu verfolgen. Der Vorgang dürfte weniger auf Zunahme der Wassertiefe als auf küstenfernere Ablagerung zurückzuführen sein (Wanderung der Küste nach Norden und Osten). Eine Art Kippbewegung des Untergrundes ermöglichte gleichzeitig die enorme Mächtigkeitszunahme altersmässig sich entsprechender Horizonte.

D. Die Erzegg-Serie

Ton- und Mergelschiefer bauen diese Abfolge auf. Wohl nirgends in den Alpen ist ein ungestörtes, vor allem nicht reduziertes Profil durch die Serie vorhanden, da sie, als inkompetenter Horizont zwischen den mehr



Fig. 12. Lackfilmabzug einer Echinodermenbreccie im Dach der Hochstollen-Serie.
Fundort: Gummenhubel, Pt. 2195
Beachte das verkehrte graded bedding.
Lackfilm direkt als Negativ verwendet.

oder weniger starren Platten des Doggers und des Malms gelegen, bei der alpinen Faltung vorwiegend als Schmiermittel und Füllmasse gedient hat. Zudem sind die Aufschlussverhältnisse meist sehr schlecht.

Im Untersuchungsgebiet ist die Serie von speziellem Interesse dank der Anwesenheit eines Eisenoolithes. Dieser kann auf längere Distanzen in einer sonst nicht mehr getroffenen Mächtigkeit und Ausbildung verfolgt und auch auf der Karte speziell ausgeschieden werden.

Diesem Eisenoolith ist ein eigenes Kapitel gewidmet.

Sammelprofil

Typprofile der Serie sind aus den oben erwähnten Gründen nicht aufstellbar. Ein Sammelprofil an Stelle vieler, meist nicht korrelierbarer Abschnitte, soll ein Bild der Abfolge geben.

D₁ Sammelprofil durch die Erzegg-Serie

- | | | |
|----|-----------|--|
| 4) | 20 — 40 m | Graue, blättrige bis plattige, ebenflächige Mergelschiefer. Vereinzelte Mergelkalkbänke bis 10 cm Dicke, Phosphatknollen und pyritifizierte Fossilien. |
| 3) | 0 — 6 m | Eisenoolith-Gruppe |
| 2) | 0 — 20 m | Glimmerführende, kalkige Tonsandschiefer. An der Basis selten flaserige Kieselkalkbänke, welche ohne scharfe Grenze in die Schiefer übergehen. |
| 1) | 0 — 30 m | Regelmässige Wechsellagerung von schwarzen, sandigen, spatführenden, tonigen Kalkschiefern mit kieseligem Mergelkalk in Bänken von 8 — 15 cm. Uebergang gegen oben in Glimmerschiefer. |

Mächtigkeit

Zuverlässige Messungen sind ausgeschlossen. Die primäre Mächtigkeit scheint indessen von der nördlichen zur südlichen Facies leicht anzusteigen (siehe Abwicklung, Fig. 15).

Am Graustock können nach ARBENZ (1907) und ROD (1937) 17 m gemessen werden, an der Erzegg 40 — 50 m, am Hochstollen über 60 m.

Untergrenze

Im nördlichen Faciesgebiet (Graustock — Erzegg) überlagern die schwarzen, meist glimmerführenden Mergelschiefer an der Basis der Erzegg-Serie mit scharfer Grenze die grobe Echinodermenbreccie im Dach der Hochstollen-Serie. Im Erzegg-Gebiet ist eine leichte (Transgressions?)-Diskordanz feststellbar (2 — 4⁰).

Im südlichen Faciesgebiet folgen als Basis der Serie auf die feinspätigen oder sandigen Kalke der Hochstollen-Serie mit nicht weniger deutlichem Kontakt spatführende, dunkle, tonige Kalkschiefer, wechselnd mit kieseligen, tonigen Kalken.

Obergrenze

Die Erzegg-Serie wird mit scharfem Kontakt von den Schiltschichten überlagert. Unter den letzteren Begriff fallen knollige Kalke, knotige Mergelschiefer, fleckige, brecciöse Bänke mit Aufarbeitungsmerkmalen und unregelmässige, kalkige Schiefer. Allen diesen Gesteinen ist eine gelbliche, fleckige Anwitterung eigen. Dank dieser Eigenschaft lassen sie sich im Felde von den grau bis schwarz anwitternden Mergelschiefern der Erzegg-Serie leicht unterscheiden. Die Obergrenze der Erzegg-Serie ist daher

stets dort zu ziehen, wo entweder eine gelb verwitternde, fleckige Kalkbank von 10 — 30 cm auftritt (unterer Schiltkalk), oder aber fleckig, gelb verwitternde, knotige Schiefer mit scharfem Kontakt auf den grauen Mergelschiefern liegen. Die erwähnte, fleckige Kalkbank führt als Seltenheit abgerollte, phosphorisierte Fossilien (*Oppelia* sp.) und an einzelnen Stellen *Glaucanit* (nur im Schliff erkennbar). Genaue Beschreibung und Detailprofile siehe ROD (1937).

Lithologie

Mergelschiefer

Ein grauer bis schwarzer, blättriger oder plattiger Mergelschiefer bis schwach kalkiger Tonschiefer bildet das Hauptgestein der Serie. Selten sind darin dünne, mergelige Kalkbänke eingelagert, welche die primäre Schichtung überhaupt erkennen lassen. Typisch für die Mergelschiefer ist ihr Gehalt an schwarzen, runden bis linsigen Phosphoritknollen von Erbsen- bis Nussgrösse, die sich nicht selten als mumifizierte Fossilreste zu erkennen geben: charakteristisch ist auch der Reichtum an phosphorisierten oder pyritifizierten Fossilien. Die letzteren sind von MOESCH (1894) und besonders von ARBENZ in langen Listen aufgeführt worden. Eine Revision dieser Listen wäre wünschenswert, würde aber über den Rahmen dieser Arbeit hinausgehen.

Dünnschliffe sind schwierig herzustellen. Immerhin lässt sich unter dem Mikroskop folgendes erkennen:

95% des Gesichtsfeldes werden von einem feinkörnigen Gemisch von Ton und Karbonat eingenommen. Darin sind in kleinen Mengen grössere Calcitkörner, Quarzsplitterchen und feinste Glimmerschüppchen eingestreut.

Bezeichnung: Mergelschiefer oder Lutit.

Glimmerschiefer

Die basalen Partien der Serie führen reichlich Glimmer. Gleichzeitig ändert sich auch die Struktur des Gesteins: an Stelle des glatten, blättrigen Mergelschiefers ist ein sandig-kalkiges, von schwarzen Tönhäutchen flaserig durchzogenes Gestein getreten. Die zahlreichen detritischen, hellen Glimmerblättchen liegen parallel der Schichtung. Meist lässt sich im Handstück ein ziemlich hoher Sandgehalt erkennen.

Im Dünnschliff:

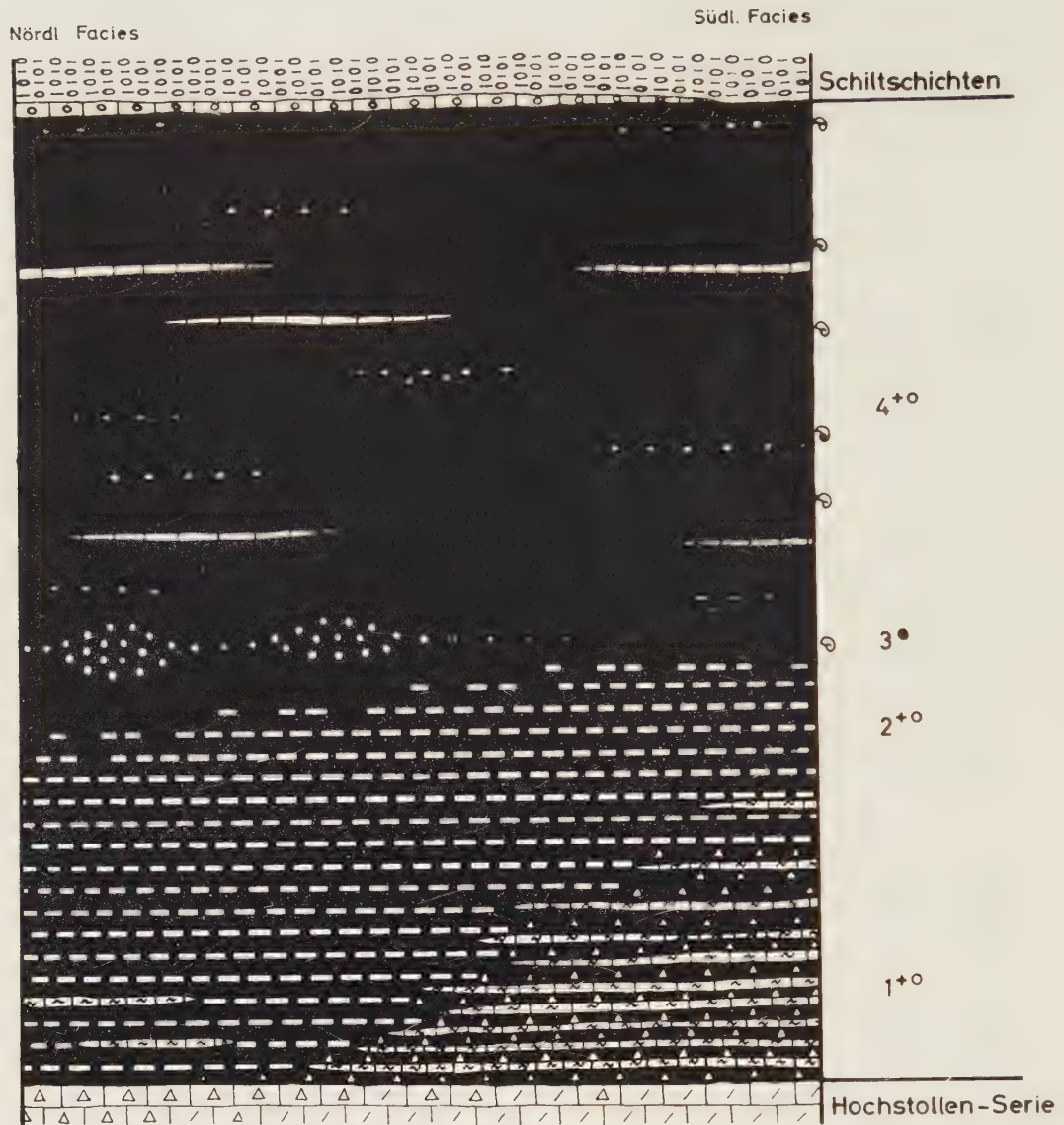
Stark pigmentierte, karbonatische Masse, gespickt mit eckigen, stark korrodierten Quarzkörnern (Sandgehalt ca. 30%) wird von tiefschwarzen, tonigen Flasern in kleine Linsen aufgeteilt. In diese Tonschnüre eingeregelt, liegen helle, grosse Muskovite. Der Glimmergehalt wechselt von Lage zu Lage von 2 — 15%, bezogen auf das Gesamtgestein. Der Glimmer ist sicher detritisch. Auffallend sind daneben pro Schliff 2 — 3 in Auflösung begriffene grosse Kalkspäte, z.T. noch mit Echinodermenmuster.

Bezeichnung: Glimmerführender, kalkiger Tonsandschiefer.

Eine chemische Analyse der wichtigsten Elemente ergab folgende Werte:

SiO ₂	55,0 %	
Al ₂ O ₃	6,1 %	
Fe ₂ O ₃	0,7 %	
FeO	2,6 %	
CaO	10,2 %	
MgO	1,9 %	
CO ₂	6,2 %	Anal. B.T.
Rest nicht best.		

D Schematisches Sammelprofil der Erzegg-Serie



Legende

	Eisen-Oolith		Eisen-Oolith
	Blättrige Mergel- und Tonschiefer		Spätführender, kieseliger Kalk mit Tonhäuten
	Idem, mit Phosphoritknollen		Grobe Echinodermenbreccie
	Mergelkalkbank		Feinspätige und sandige Kalke
	Spätige, tonige Kalkschiefer		Knolliger Mergelkalk, „Schiltkalk“
	Glimmerführende, kalkige Tonsandschiefer		Knollige Mergelschiefer, „Schiltschiefer“

Fig. 13 Profil D: Schematisches Sammelprofil der Erzegg-Serie.
Zeichenerklärung siehe Fig. 3

Aus dem Schliffbild lässt sich nicht erkennen, in welcher Form das vorhandene Eisen an ein Mineral gebunden oder in ein solches eingebaut ist. Pyrit konnte nirgends festgestellt werden.

Wechselagerung

An der Basis der südlichen Facies treten unter den Glimmerschiefern schwarze, tonige Kalkschiefer auf, die neben Späten auch Gerölle von Dolomit führen, wie sie in ähnlicher Ausbildung in den obersten Metern der Hochstollen-Serie vorkommen (siehe unter Profil C₃, Fig. 9). Eingelagert in diese Schiefer sind mit grosser Regelmässigkeit typisch blaugrünlich anwitternde, kieselige Kalke mit glänzenden Tonflasern. Stellenweise (südlich des Rothorn und im NW-Hang der Lauberstöcke) können auf Schichtflächen massenhaft durch die Verwitterung herauspräparierte, braune Knollen und ringförmige Gebilde beobachtet werden, die wahrscheinlich Skelette von Kieselschwämmen darstellen. Auffällig ist auch der Gehalt an Belemniten-Bruchstücken.

Dünnschliffbeschreibungen

Schiefer:

Grosse Späte mit Durchmessern von 1,5—2 mm machen ca. $\frac{1}{3}$ des Gesichtsfeldes aus. Daneben sind Sand bis 10% und Tonschlieren in einer filzigen, braunen Karbonatgrundmasse zu nennen. Parallel den Tonflasern können Glimmer auftreten.

Bezeichnung: Sandiger, toniger, spatführender Kalkschiefer.

Kalk:

Die Grundmasse besteht aus gleichkörnig-innigem Gemisch von Quarz und Calcit. Darin sind reliktsche Quarze und Feldspäte zu erkennen, welche teilweise ohne Grenze in die Grundmasse übergehen. Vereinzelt Tonschlieren und Glimmerschuppen lassen die Schichtung mehr ahnen denn bestimmen.

Bezeichnung: Schwach sandiger Kieselkalk mit Tönhäuten.

Ohne scharfe Grenze geht diese Wechselagerung nach oben in die glimmerführenden Schiefer über, wobei die Kalkbänke allmählich aussetzen und an Stelle der Späte Glimmerblättchen treten.

Das schon durch die Verwitterungsfarbe auffallende, in Bezug auf Lithologie weitaus reichhaltigste Glied der Serie, das mit Eisenoolith-Gruppe bezeichnet wird, wird in einem eigenen Abschnitt behandelt.

FOSSILINHALT

Die Erzegg-Serie führt in den oberen und mittleren Partien zahlreiche, vorzüglich erhaltene Ammoniten. Leider finden sich gerade dort, wo man sie haben möchte, nämlich an der Grenze vom Dogger zum Malm überhaupt keine Fossilien. Ebenfalls sind die basalen Glieder nur der Position nach einzuordnen (sogenannte Bathonienschiefer).

Die langen Fossilisten von MOESCH und ARBENZ sollen hier nicht wiederholt werden.

Als tiefstes Glied der Serie lässt sich die Hauptbank des Eisenoolithes chronostratigraphisch einordnen. MOESCH (1894) erwähnt daraus nicht nur Callovien-, sondern auch Bathonienarten unter den Ammoniten, Ryn-

chonellen und Belemniten. ARBENZ stellte dann die Hauptbank auf Grund seiner Fossilfunde in die Zone des *Macrocephalites macrocephalus* und die Mergelschiefer mit den dünnen Erzbänken darüber in die Zone der *Reineckeia anceps*.

In den Mergelschiefern zwischen den Erzbänken im Erztäli können nicht selten Exemplare von *Reineckeia* sp. gefunden werden. Sie repräsentieren das mittlere Callovien. Die nächsten bestimmbareren Fossilien liegen über 20 m höher im Profil und gehören zu den Perisphincten und Sowerbyceraten (unteres bis oberes Oxfordien). Die Malm-Dogger-Grenze liegt irgendwo dazwischen in den sterilen Mergelschiefern.

Aehnliche Verhältnisse sind bei der alten Erzgrube der Planplatte zu beobachten: Die Haupterzbank ist datiert als unteres Callovien und oberstes Bathonien (MOESCH, 1894; ARBENZ, 1907).

Darüber können gefunden werden:

- 6 m über dem Dach der Hauptbank: *Hecticoceras* sp. (ob. Callovien)
- 20 m über dem Dach der Hauptbank: *Peltoceras* sp. (ob. Callovien)
- 20 m über dem Dach der Hauptbank: *Rursiceras* sp. (ob. Callovien bis
unt. Oxfordien)
- 20 m über dem Dach der Hauptbank: *Perisphinctes* sp. (unt. bis ob.
Oxfordien)
- 25 m über dem Dach der Hauptbank: *Sowerbyceras* sp. (unt. bis ob.
Oxfordien)

Es kann wenigstens mit Sicherheit gesagt werden, dass die Mergelschiefer über dem Eisenoolith zu einem grossen Teil noch ins Callovien zu stellen sind. Die gleichen Verhältnisse beschreibt ROD (1937) aus dem Graustock-Gebiet. Auch er stellte fest, dass der grösste Teil der «Oxfordschiefer» noch zum Callovien gezählt werden müsse, und die Bezeichnung *Callovo-Oxfordien* besser am Platze sei.

Alter

Enthalten in der Erzegg-Serie ist wahrscheinlich ein Teil des Bathonien, das ganze Callovien und das Oxfordien. Wieviel vom Bathonien vorhanden ist, kann nicht gesagt werden. Ob das ganze Oxfordien oder nur der untere Teil vertreten ist, kann ebenfalls an Hand der gefundenen Fossilien (Durchläufer) nicht entschieden werden. Ausserdem ist es möglich, dass die Glimmerschiefer und die Wechsellagerung der südlichen Facies altersmässig der Echinodermenbreccie (oberstes Bajocien) im Norden entsprechen, dass Bathonien überhaupt nicht zur Ablagerung kam oder im untersten Teil der Hauptbank des Eisenoolithes enthalten ist (Kondensation). Dass Eisenoolithe Kondensationshorizonte über mehrere Stufen sein können, hat DOLLFUS (1961, 1965) am Beispiel des Blegi-Oolithes gezeigt.

Verbreitung

Die Erzegg-Serie ist nirgends in den Alpen in ebenso vollständiger und mächtiger Abfolge ausgebildet vorhanden wie im Untersuchungsgebiet. Sie ist im übrigen typisch für die westlichen und südlichen Ablagerungs-

räume im Helvetikum. Die mergeligen Glieder der Serie fehlen in den Decken der ganzen Ostschweiz vom Jochpass an mit Ausnahme des kleinen Vorkommens von Stad bei Walenstadt, wo über der Echinodermenbreccie Mergelkalke und knorrige, dichte Kalke liegen (ARN. HEIM, 1916) und den von THALMANN (1922) und HESS (1941) beschriebenen Bathonienrelikten in der Axen-Decke bei Engelberg.

Das Oxfordien s. 1. ist entweder primär nicht abgelagert oder dann bei der Transgression der Schiltschichten z.T. erodiert worden (vgl. HESS, 1941, für das Gebiet der Axen-Decke). Ueberall sonst im helvetischen Faciesraum ist die Erzegg-Serie durch ihre mergeligen Schiefer vertreten.

In der Ostschweiz ist der ganze Zeitabschnitt vom oberen Bajocien bis ins untere Callovien im Eisenoolith (Blegi-Oolith) enthalten, bzw. kondensiert (DOLLFUS, 1962, 1965).

Eine ähnliche vollständige Entwicklung ist nur noch aus der Morcles-Decke von Chamoson bekannt geworden; BONNARD (1926) beschreibt von dort ganz ähnliche Profile, wie sie im Untersuchungsgebiet vorhanden sind.

Synonyma

Die Erzegg-Serie entspricht dem Oxfordien s. 1. oder Callovo-Oxfordien älterer Autoren im Helvetikum. ARBENZ hat die Bildungen über der Echinodermenbreccie im näheren Untersuchungsgebiet auf dem Kartenblatt Engelberg-Meiringen (Spez. Karte Nr. 55) als «Oberen Dogger» (bis und mit Eisenoolith) und als «Oxfordien» (bis Untere Schiltkalkbank) ausgedrückt.

Lithofacies

Auffallendstes Merkmal der Erzegg-Serie sind die relative Kalkarmut und die Vorherrschaft der Tonmineralien.

Der Habitus der Gesteine spricht für Ablagerung in ruhigem, tiefem Wasser. Die mengenmässig stark ins Gewicht fallende, organische Substanz sorgte für ein reduzierendes Milieu mit Faulschlammcharakter. Dass das Wasser nicht so ruhig war und wenigstens zu Beginn der Ablagerung alternierende Strömungen vorhanden waren, zeigen die ziemlich sandführenden Wechsellagerungen im südlichen Faciesgebiet, die detritischen Glimmer enthaltenden Schiefer an der Basis der Serie im Erzegg-Gebiet und die Strukturen im Eisenoolith. Es wird in einem späteren Abschnitt detailliert erwähnt werden, warum der gesamte Eisenoolith als umgelagert, d.h. allochthon anzusehen ist.

Bestimmt ging die Sedimentation nicht regelmässig vor sich und die Materialzufuhr war starken Schwankungen unterworfen. Zeiten starker Tonmineral- und Feinsandeinschwemmung wechseln mit solchen ohne jede Lieferung ab. Dies erklärt die Tatsache, dass die reichlich vorhandenen Fossilien fast immer in gewissen Niveaux kondensiert sind, während 6—8 m im Profil darüber überhaupt keine Fossilien anzutreffen sind. Für zeitweilige Ommission sprechen auch die zahlreichen Lagen mit Phosphatknollen und Belemniten. Auch müssen Umlagerungen stattgefunden haben, denn es finden sich nicht selten abgerollte Ammoniten neben völlig unversehrten Stücken nebeneinander in der gleichen Lage.

Eine Analyse des typischen Mergelschiefers (im Handstück glimmerfrei, schwach brausend mit HCl 1:10 ergab folgende Werte:

SiO ₂	41,1 ‰	
Al ₂ O ₃	8,3 ‰	
Fe ₂ O ₃	Spur	
FeO	4,3 ‰	
CaO	23,0 ‰	
MgO	2,1 ‰	
MnO	0,1 ‰	
P ₂ O ₅	0,1 ‰	
CO ₂	17,3 ‰	
H ₂ O	4,6 ‰	
	100,9 ‰	Anal. B.T.

E. Die Schiltschichten

Die Schiltschichten bilden das normale, Hangende der Erzegg-Serie. Ihr Vorkommen beschränkt sich im Untersuchungsgebiet auf wenige aufgeschlossene Stellen am Melchsee und am Höchstollen (hier stark gestört). ROD (1937) hat im Zuge seiner Dissertation über den Malm der Graustock-Hutstock-Gruppe die Schiltschichten eingehend behandelt; es sei daher auf jene Arbeit verwiesen.

Zusammenfassung

Im Untersuchungsgebiet wurden innerhalb der Wildhorn-Decke folgende lithostratigraphische Einheiten ausgeschieden:

Schiltschichten:	Knollige Kalke und Mergel
Erzegg-Serie:	Glimmerschiefer, Eisenoolith und Mergelschiefer
Höchstollen-Serie:	Sandige Mergelschiefer, Wechsellagerungen und Echinodermenbreccie
Glockhaus-Serie:	Sandige, rostige Knauerschiefer, Eisensandsteine und Rote Echinodermenbreccie
Basale Tonschiefer:	Glatte Tonschiefer

Altersmässig umfassen diese Serien den Dogger und den unteren Malm. Kompositionell nehmen die auftretenden Gesteine in den Dreiecken von LEIGHTON-PENDEXTER (1962) und FÜCHTBAUER (1959) die Plätze ein, wie sie in Fig. 14 eingezeichnet sind.

Alle Sedimente sind detritische Ablagerungen eines Schelfes mit unterschiedlicher Entfernung von der Küste. Allen Serien gemeinsam ist die Mächtigkeitszunahme von ehemals nördlichen zu südlichen Ablagerungsräumen (siehe Fig. 15).

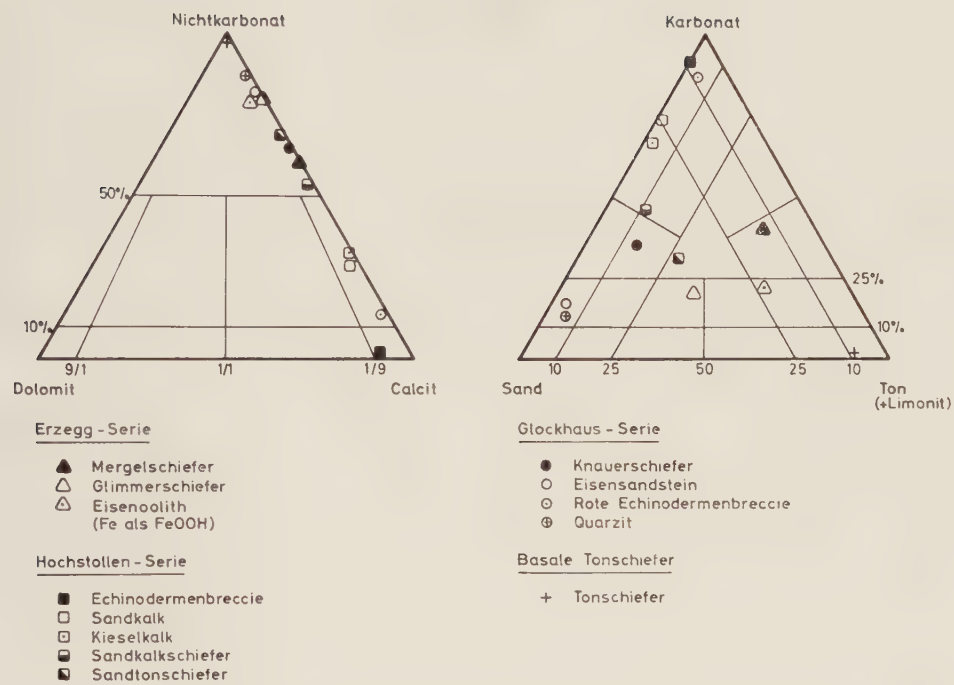


Fig. 14. Die Stellung der verschiedenen Gesteine der Serien der Wildhorn-Decke in den Dreiecken von LEIGHTON-PENDEXTER (links) und FÜCHTBAUER (rechts).

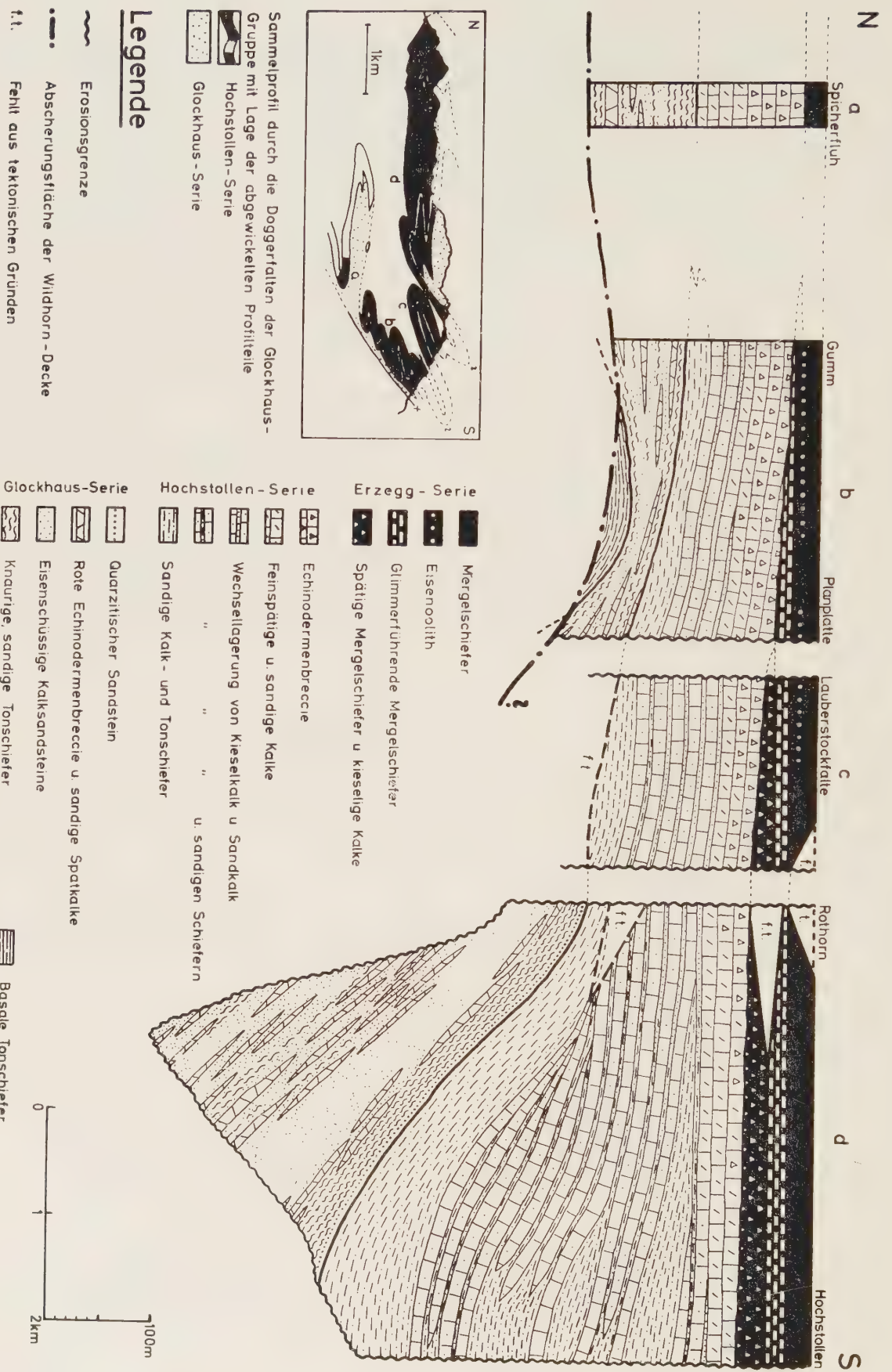


Fig. 15. Versuch einer Abwicklung der Doggersedimente der Glockhaus-Gruppe.

5. PALAEOGEOGRAPHIE

Zum besseren Verständnis der paleogeographischen Gegebenheiten, die zur Bildung der Doggersedimente der Glockhaus-Gruppe geführt haben, ist es nötig, über den Rahmen des engeren Untersuchungsgebietes hinauszugehen und die Doggerbildungen des Helvetikums in etwas grösserem Zusammenhang zu betrachten.

U n t e r e r D o g g e r (basale Tonschiefer, Glockhaus-Serie)

Diese Abteilung ist im gesamten helvetischen Raum mächtig ausgebildet, mit Ausnahme vereinzelter Hochlagen (Windgällen-Rücken, STAUB, 1911; Gastern-Rücken, v. TAVEL, 1937; Aiguilles Rouges, COLLET, 1943). Immerhin fällt auf, dass die grösste Mächtigkeit im zentralen und östlichen Berner Oberland (Lütschinentäler, Glockhaus-Gruppe) vorhanden ist.

Die Facies ist überall gleich, ebenso die Abfolge der unterscheidbaren, lithologischen Einheiten (Knauerschiefer, Eisensandstein, Echinodermengesteine).

Zu Beginn des Doggers wurde der gesamte, helvetische Faciesraum (mit Ausnahme der oben erwähnten Erhebungen) überflutet, nachdem noch im obersten Lias weite Gebiete der Zentral- und Ostschweiz über Wasser gestanden hatten (TRÜMPY, 1949). In der Nähe der oben erwähnten «Inseln» kam es zur Bildung konglomeratischer Sedimente (vgl. DOLLFUS, 1965, für den Ostabfall des Windgällen-Rückens; v. TAVEL, 1937, für das Gebiet der Doldenhorn-Decke), auf der ausgedehnten Schelfplatte des Aarmassivs zur Bildung der als wattenähnlich angesehenen Sandflaserschichten, in den Mulden zwischen den erwähnten Rücken aber zur Anschwemmung gewaltiger Massen von bioklastischem Detritus und Feinsand. Infolge Absinken des Untergrundes in diesen Mulden (vielleicht längs Brüchen, vgl. TRÜMPY, 1949, 1960) war die Anhäufung mehrerer hundert Meter Sediment der gleichen Facies möglich.

M i t t l e r e r D o g g e r (Hochstollen-Serie)

Im Gegensatz zum Unteren Dogger, der überall mehr oder weniger vollständig zur Ablagerung kam, sind die basalen Gesteine des Mittleren Doggers nur in begrenzten Räumen sedimentiert worden. Oestlich vom Jochpass fehlen überhaupt jegliche Anzeichen dieser schiefrigen, basalen Partie. Die Erosion der südlichsten Anteile der Axen-Decke im weiteren Gebiet des Reuss-Querschnittes gestattet allerdings keine eindeutige Aussage, ob sie eventuell primär, wenn auch nur rudimentär, vorhanden waren. DOLLFUS (1965) schliesst eine Schichtlücke über diesem Bereich im Doggerprofil nicht aus.

Die mächtigste Ausbildung des Mittleren Doggers liegt in der Verlängerung der Muldenachse zwischen Windgällen-Rücken im Osten und Gastern-Rücken im Westen (vgl. Fig. 27). Die sogenannte «Cancellophycus-Facies», die für diese Muldenregion charakteristisch ist, greift hier auf viel nördlichere Gebiete in Form einer nach Südwesten geöffneten Bucht über. Im westlichen Berner Oberland, in der Zone des Cols, sind entsprechende Sedimente in die ultrahelvetischen Decken einbezogen worden, und gehören somit zu einem tektonisch höheren und ursprünglich viel südlicher gelegenen Raum. Jene Sedimente gehören offensichtlich der

Verbindungsrinne zwischen der erwähnten Bucht im Nordosten und dem «Dauphinée-Trog» weiter im Südwesten an (vgl. TRÜMPY, 1960, Fig. 1). Diese gegen Osten abgeschlossene Bucht erklärt das Fehlen analoger Sedimente in der Axen-Decke östlich vom Jochpass.

Schon bei Besprechung des Unteren Doggers haben wir gesehen, dass die Mulden zwischen den «Inseln» Absenkungszonen gewesen sein müssen. Im unteren Teil des Mittleren Doggers hat sich diese Senkungstendenz verstärkt, vielleicht sind die Bewegungen längs den gleichen Bruchflächen vor sich gegangen (vgl. GÜNZLER-SEIFFERT, 1941). Gegen Ende des Mittleren Doggers kam diese Absenkung zum Stillstand, die Tröge füllten sich auf, und gleichzeitig wurde im Osten der Windgällen-Rücken überflutet (STAUB, 1911). Im ganzen Helvetikum kam es zur Bildung der Echinodermenbreccien als typisches Flachwassersediment.

O b e r e r D o g g e r (Erzegg-Serie)

Schon im obersten Bajocien bildeten sich in den nördlichen und östlichen Ablagerungsräumen des Helvetikums (Autochthon, Axen-Decke, Glarner-Decken s. 1.) Eisenoolithe in grösserem Masse, die sogenannten Parkinsoni-Oolithe. Daneben kamen im Bathonien und Callovien im wesentlichen keine anderen Sedimente zur Ablagerung. Im südwestlichen Teil des helvetischen Raumes jedoch ist die Schichtreihe über der Echinodermenbreccie des Bajocien viel differenzierter und umso vollständiger, je weiter wir nach Südwesten fortschreiten (vgl. dazu Seite 45). In den Mulden zwischen den bereits erwähnten «Schwellen» griffen im weiteren die Isopen für die tieferen Schichtglieder der Erzegg-Serie weit nach Norden über. So finden wir im Gebiet der Glockhaus-Gruppe und im Kern der Morcles-Decke bei Chamoson (in beiden Fällen in den Muldenachsen, vgl. Fig. 27) Sedimente an der Basis der Erzegg-Serie (tonige Kieselkalke, sandige Mergelschiefer), die nirgends im Helvetikum in ähnlicher tektonischer Lage vorkommen, sondern im Ultrahelvetikum auftreten (Sex Mort-Decke, vgl. BADOUX, 1946, 1963). Zusätzlich wirkten diese Muldenvertiefungen als «Falle» für umgelagerte Eisenoole und führten zu den heutigen Eisenerzlagerstätten der Erzegg und von Chamoson (vgl. Seite 126 und Fig. 27).

Bei der Transgression des Argovien über das ganze Helvetikum verloren die Mulden ihren faciesbestimmenden Charakter und im ganzen Raum kam es zur Ablagerung der einheitlichen, mächtigen Kalkplatte des Malm. Erneuten Einfluss gewannen die Mulden hingegen in der Mittleren Kreide, wo an den gleichen Stellen die Drusbergschichten ungewöhnlich weit nach Norden übergriffen, und sich auf Kosten des Schrattekalkes mächtig entwickelten.

6. QUARTÄR

Glazialbildungen

Ausgedehnte Moränenbedeckung ist charakteristisch für die wenig steilen Hänge der Glockhaus-Gruppe. Ausser im Gebiet des Tannensees sind sämtliche Moränenbildungen auf Lokalgletscher zurückzuführen. Südöstlich des Tannensees liegt dagegen Moränenmaterial des ehemaligen Engstlengletschers vor, der einen Seitenarm über die flache Einsattelung

des Tannen — Melchsee-Gebietes ins Grosse Melchtal hinüberstreckte, während die Hauptmasse des Gletschers sich mit dem Eis des Aaregletschers bei Innertkirchen vereinigte. Man findet überall tertiäre Gesteine (Nummulitenkalke, Quarzite u.a.) und auch Malmkalke, die sicher vom Wendenstock-Gebiet herkommen müssen. Solche gebietsfremde Erratiker kommen auch bis hinunter in die Stöckalp vor, und beweisen eine zeitweilige Transfluenz des Engstlengletschers in das Grosse Melchtal.

Seitenmoränen hat dieser Eisvorstoss jedoch keine hinterlassen, resp. sie sind von späteren Lokalgletschern überfahren und ihre Spuren unkenntlich gemacht worden.

Die schönsten Wallmoränen finden sich am Ausgang des Kares nördlich des Rothorn. Man kann deutlich verschiedene Vorstoss- und Rückzugsstadien, Einebnung von älteren Seitenmoränen und Ausfüllung der Mulde hinter der jüngsten Endmoräne mit verschwemmtem Material beobachten. Alle Moränenbildungen werden von ARBENZ (1934) dem *DauNSTadium* zugeschrieben. Ueberhaupt scheint der Hauptgletscher aus der Rothorn-Gegend vorgestossen zu sein; das meiste Moränenmaterial in der Frutt-Gegend besteht aus Unterem Dogger, dem Aufbaumaterial des Rothorn.

Sackungen

Die grössten Sackungen sind südwestlich des Rothorn — Hochstollen-Kammes anzutreffen. Die Ursachen für die umfangreichen, abgerutschten Massen sind das Axialgefälle gegen Westen (ca. 15°) und die kilometerlangen Querstörungen (Streichen ca. 140° über Osten), längs denen die einzelnen Pakete abgebrochen sind. Die schiefrige Textur der Gesteine hat natürlich diese Vorgänge wesentlich unterstützt. Ausser der unmittelbaren Gratzone (z.B. am Faulenberg) ist praktisch nichts mehr an Ort und Stelle (vgl. hiezu auch die Karte).

Längs der gleichen Bruchrichtung ist ebenfalls die grosse Sackungsmasse nördlich des Glockhaus abgefahren, umfassend die nördlich vorgelagerten Nebengipfel, und den ganzen Abhang zwischen Talistock und Vogelbühl. Auf 2460 m Höhe, nördlich des Glockhaus-Gipfels, ist die riesige, klaffende Spalte z.T. durch Blöcke, z.T. aber auch mit Eis angefüllt. Diese Absackung ist interglazial: Seitenmoränen der Lokalgletscher aus dem Rothorn-Gebiet liegen auf den tieferen Partien der Sackung. Ausserdem ist anzunehmen, dass das «Loch» zwischen Talistock und dem Vorbau des Glockhaus durch glaziale Ausräumung von Bergsturzmaterial geschaffen worden ist.

Quellen

Hauptaustrittshorizont für Quellen ist der Kontakt der Erzegg-Serie mit den hangenden Malmkalken (z.B. längs des Tannenbandes, nordöstlich der Frutt) und mit den verkehrt liegenden Sedimenten des Mittleren und Unteren Doggers. Zahlreiche dieser Quellen sind gefasst (Melchseestöckli, Glockhaus-N-Abhang). Ein anderer bevorzugter Quellhorizont ist die

Ueberschiebungsbahn der Wildhorn-Decke im Gental-Abhang (gefasste Quellen der Alpen Baumgarten, Schlafbühlen, Moosbühlen). Längs dem Erzegg-Grat kann verschiedentlich entlang fast horizontal verlaufenden Ueberschiebungen Anzapfung des Einzugsgebietes der Melchaa durch das Gentalwasser beobachtet werden: zahlreiche Quellen südöstlich der Erzegg beziehen ihr Wasser aus der Gegend des Tannensees (vgl. Karte).

Die vielen S c h u t t q u e l l e n seien der Vollständigkeit wegen genannt.

Das morphologische Bild wird bestimmt durch das einseitige, starke Axialgefälle gegen Westen im ganzen Gebiet. So erscheinen denn stets die Westflanken der NS-Täler schroff (Schichtköpfe), während die Ostflanken gewöhnlich sanft abfallen, aber stark zu Rutschungen neigen. Durch diese Konstellation werden die Quertäler (Kleines und Grosses Melchtal, Engelbergertal) zu eigentlichen Isoklinaltälern.

II. TEKTONIK

1. ÜBERBLICK

Das Untersuchungsgebiet liegt am südlichen, durch die Erosion bedingten Rand der Wildhorn-Decke und gehört zum komplizierten Faltenbündel, das im Gebiet zwischen Engelberg und Meiringen diese tektonische Einheit charakterisiert.

Die Grundzüge der deckeninternen Tektonik wurden von ARBENZ (1907) festgehalten, dessen Erkenntnisse noch heute gültig sind.

Das auffallendste Merkmal der lokalen wie auch der regionalen Tektonik ist die ausgeprägte *Stockwerktektonik*. Dies gilt nicht nur für die Kreide, die wesentlich weiter nach Norden gefahren ist und völlig selbständige Falten bildet, sondern auch für den Juraanteil der Decke: Dogger und Malm wurden weitgehend unabhängig voneinander gefaltet. Noch tiefere Stockwerke fehlen hier; die Wildhorn-Decke ist an der Basis des Doggers abgeschert worden.

Das engere Untersuchungsgebiet liegt im Doggerstockwerk der Decke, südlich anschliessend an die Strukturen im Malm.

Die Doggerfalten sind in die mächtige Mergelmasse der Erzegg-Serie eingebettet, ähnlich wie die helvetischen Decken als ganzes in die «Flysch»-Massen eingewickelt worden sind. Von oben nach unten können folgende Einheiten ausgeschieden werden:

Hochstollen-Deckfalte	}	Wildhorn-Decke
Lauberstock-Stirnfalte		
gefaltete Platte Erzegg — Gummenhubel		
Schwarzhorn-Antiklinale		
Graustock-Synklinale		

Die höchsten tektonischen Einheiten lagen ursprünglich am südlichsten im Sedimentationsraum.

Tafel I zeigt die einzelnen, oben angeführten Einheiten in etwas grösserem Rahmen: einbezogen sind die parautochthone und autochthone Unterlage mit dem Kristallinsockel des Innertkirchner-Granites. Zum besseren Verständnis des Kärtchens ist ein schematisches Sammelprofil beigegeben.

Die Wildhorn-Decke, auf die sich im folgenden die nähere tektonische Untersuchung beschränkt, bildet ein System von liegenden, leicht nach Norden tauchenden Falten. Alle Faltenachsen streichen zwischen 70° und 90° über Osten, und weisen ein relativ starkes Axialgefälle zwischen 10° und 15° gegen Westen, gegen die sogenannte Haslitaler Depression, auf. Dank diesem Axialgefälle zusammen mit der Konstanz der Faltenanordnung im Streichen (einzelne Stirnumbiegungen können von Engelberg bis in die Gegend von Meiringen über mehr als 20 km im Streichen verfolgt werden), kann die Tektonik des Untergrundes verhältnismässig genau konstruiert werden. Die tektonischen Einheiten stechen alle gegen Osten in die Luft hinaus, während beim Fortschreiten von Osten nach Westen sich eine nach der andern einstellt. So ist z.B. der Engelberger-Querschnitt 5 km östlich des Untersuchungsgebietes massgebend für die tektonische Interpretation des Untergrundes der Glockhaus-Region.

Es kann nicht genug darauf hingewiesen werden, dass bis heute keine bessere Darstellung der tektonischen Verhältnisse zwischen Engelberg und Meiringen besteht, als das von ARBENZ (1913) konstruierte Stereogramm.

2. FALTUNGSERSCHENUNGEN IN DER WILDHORN-DECKE

Die Schichtreihe der südlichen Wildhorn-Decke beherbergt drei kompetente Schichtpakete:

Hautérivien (Kieselkalk, 300 — 600 m)
Mittlerer und oberer Malm (Kalke, 250 — 350 m)
Mittlerer Dogger (Echinodermenbreccie, Kieselkalke,
100—400 m)

Dazwischen liegen inkompetente, weiche Sedimente, die bei der alpinen Dislokation als Gleithorizonte und bei der Faltung als Füllmassen Verwendung fanden (Valanginienmergel, Erzegg-Serie, usw.).

Die Mächtigkeit der inkompetenten Sedimente spielte bei der Faltung eine entscheidende Rolle: die Valanginienmergel z.B. sind im ganzen Gebiet der Wildhorn-Decke durchwegs so mächtig ausgebildet, dass die Kreide überall ein vom Malm völlig unabhängiges Faltensystem aufbaut. Die Mergel andererseits, im Grenzbereich Dogger — Malm, fehlen im nördlichen Faciesbereich der Wildhorn-Decke, so dass in den tieferen Falten der Decke (aufgeschlossen im Engelberger-Querschnitt) Malm und Dogger stets zusammen deformiert wurden. In der südlichen Facies dagegen, wo die Erzeggmergel bis 100 m mächtig werden, bauen Dogger und Malm voneinander unabhängige Falten auf.

Das in Fig. 16 gezeichnete Phasenschema der Faltungsvorgänge soll zur näheren Erläuterung dienen:

- A. Anlage der tieferen Tauchfalten;
- B. Abgleiten des Malm mit der Kreide im Rücken auf den Mergeln der Erzegg-Serie, Bildung eines Haufwerkes von Falten im Malm-Stockwerk;
- C. Weitergleiten der Kreide in die vor dem Malm liegende Mulde;
- D. Faltung der zurückgebliebenen Doggerplatte;
- E. Anlage der riesigen Deckfalten (Hochstollen-Deckfalte und Lauberstock-Stirnfalte);
- F. Interne Verfaltung der Hochstollen-Deckfalte.

GÜNZLER-SEIFFERT (1924), entwarf in der östlichen Faulhorn-Gruppe ein ähnliches tektonisches Aufbauschema:

- 1. Fragliche Anlage einer Decke vor der Ankunft der Hauptschubmasse der Wildhorn-Einheit;
- 2. Vorrücken der nördlichen Faulhorn-Falten (entspricht Phase A);

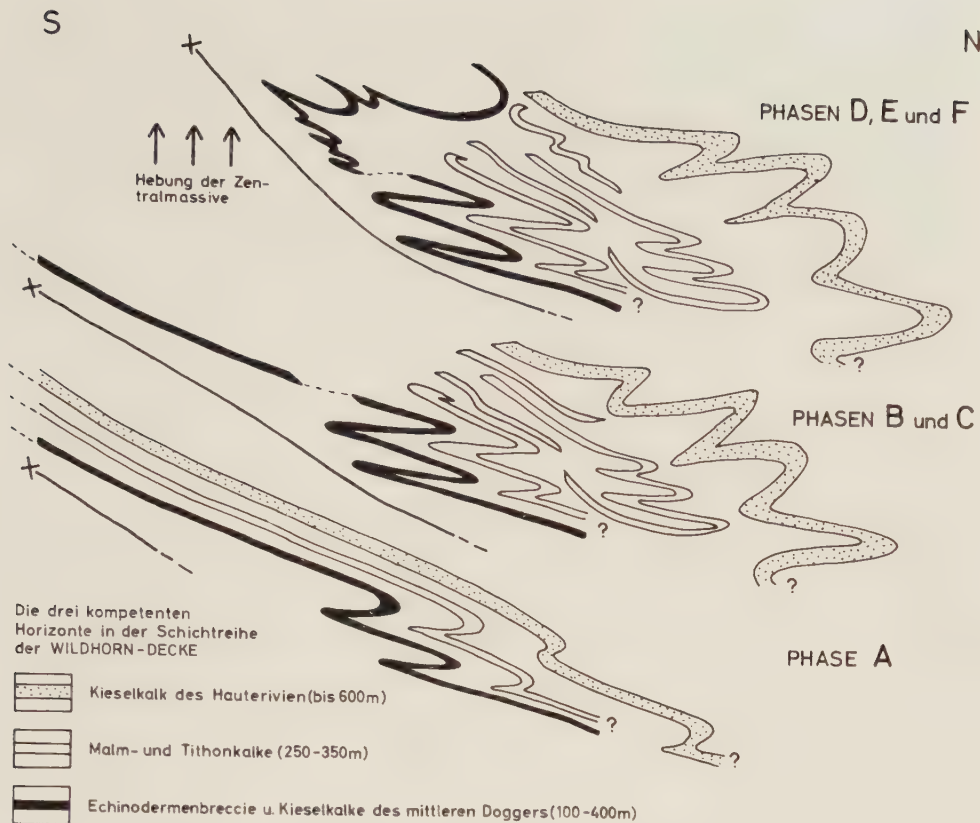


Fig. 16. Versuch einer Deutung der verschiedenen Faltungsphasen in der Wildhorn-Decke zwischen Engelberg und Meiringen.
Erläuterungen siehe Text.

3. Vom Malm befreite Doggerfalten («Befreiung» = Phase B) stossen vor, z.T. auf die vorausgeeilten Malmschollen auf-fahrend (entspricht Phase D und E);
4. Verfallung der Ueberschiebungsbahn der Wildhorn-Decke (im Glockhaus-Gebiet nicht festgestellt).

GÜNZLER-SEIFFERT (1924) führt die Phasen 3 und 4 auf die Hebung der Zentralmassive zurück (passives Abgleiten durch Schweregleitung). Die wirksamen Kräfte der Phasen 1 und 2, d.h. der Transport der Schubmasse über den Kristallinrücken nach Norden, werden «tangentialen, gebirgs-bildenden Vorgängen» (L. c. Seite 64) zugeschrieben. Das heutige Bild öst-lich des Aaretales lässt eher auf passiven Transport durch Schweregleitung schon von Phase 2 an schliessen. Die Beförderung der Hauptmasse über das Kristallin hinweg wäre einem früheren, nicht mehr rekonstruierbaren Vorgang zuzuschreiben.

Die Anwendung dieses Faltungsschemas ist im übrigen auch geeignet, Licht in eine bis heute umstrittene Frage zu bringen: im Faulhorn-Gebiet und weiter westlich in der Männlichen-Gruppe und auch noch im Schilt-horn' liegen diskordant auf den höchsten Doggerfalten mächtige Ton-schiefermassen, deren Alter allgemein als unteres Aalénien (Opalinus-zone) angenommen wird. Infolge ihrer Auflagerung und südlichen Facies wurden diese Doggermassen als ultrahelvetisch angesehen (ARBENZ, 1922).

Nimmt man eine ähnliche Stockwerktektonik, wie sie in der Glockhaus-Gruppe zu beobachten ist, auch für die Faulhorn-Gruppe als gültig an (vgl. die Uebereinstimmung der Phasen A bis F mit denjenigen von GÜNZLER-SEIFFERT), so ergibt sich zwangslos, dass die tiefsten Doggersedimente in der Wildhorn-Decke in einer Phase G auf die während den Phasen E und F nach Norden vorgerückten, mittleren Doggermassen aufgeföhren sind. Die gewaltigen Schiefermassen blieben länger auf dem Massiv zurück und glitten erst bei einer letzten, starken Hebung auf die übrigen Deckenanteile hinunter. Dieser Vorgang zeigt bereits Analogien zur «Diverticulation», wie sie LUGEON (1943) aus den helvetischen Decken beschrieben hat, und ist eine Folge der enormen Mächtigkeit des Doggers im südlichen Teil der Wildhorn-Decke (Gesamtmächtigkeit 1200—1500 m).

Damit ist aber ein direkter Zusammenhang auch dieser höchsten Deckenanteile mit der übrigen Wildhorn-Decke anzunehmen und die Benennung ultrahelvetisch scheint uns überflüssig.

Klar ist jedenfalls, dass die Doggermassen im Untersuchungsgebiet auf keinen Fall ultrahelvetisch genannt werden können: die höchste Falte, die Hochstollen-Deckfalte, geht aus einer tieferen Ausstülpung der Hauptdoggermasse im Faulhorn-Gebiet gegen Osten hervor (GÜNZLER-SEIFFERT, 1924) und gehört damit eindeutig zur Wildhorn-Decke.

Wenn wir diesen fraglichen, südlichsten Ablagerungsstreifen in westlicher Richtung bis in den Querschnitt von Adelboden verfolgen (vgl. HUBER, 1934; BADOUX, 1945), so ergibt sich allerdings, dass diese Zone dort tektonisch in das System der ultrahelvetischen Decken einbezogen worden ist.

3. DER BAUSTIL DER EINZELNEN FALTEN

Deutlich kommt die Abhängigkeit der Faltengrösse von der Mächtigkeit des kompetenten Horizontes — in unserem Falle der Hochstollen-Serie — zum Ausdruck: in den tieferen Falten sind die Radien klein (30 — 50 m), in den oberen dagegen betragen sie bis 800 m. Hier hat aber zweifellos die kompetentere Ausbildung der basalen Partien der Sedimentplatte (Glockhaus-Serie) auch zur Anlage von riesigen Gewölben beigetragen.

4. DAS VERHALTEN DER EINZELNEN SERIEN BEI DER FALTUNG

Basale Tonschiefer

Sie dienten vor allem als Schmiermittel und rudimentär als Faltenkernfüllungen (z.B. nördlich Schlafbühlen). Die Lage an der Basis der ganzen Schichtmasse zeigt erste Stadien der Metamorphose an: Seidenglanz auf den Schieferflächen, Zertrümmerung der grösseren Quarzkörner.

Glockhaus-Serie

In den tieferen Falten bilden die Gesteine dieser Serie durchwegs die Kernfüllung von Antiklinalen. Die Knaurigkeit der Schiefer ist eindeutig auf diese starke tektonische Pressung zurückzuführen. Die eingelagerten, harten Spatkalkbänke sind meist boudiniert, während kompaktere Eisensandsteinlagen wirre Faltungen und Verscherungen zeigen.

In den höheren Falten, vor allem in der Hochstollen-Deckfalte ist das Gestein erstaunlich unbeanspruchst geblieben. Die Faltung macht sich hier nur durch starke Verschieferung der tonigen Horizonte bemerkbar, während die mächtigen Sandstein- und Sandkalksedimente «en bloc» disloziert wurden, im Kleingefüge keine Aenderungen der Struktur aufweisen, wohl aber zahlreiche Brüche beherbergen, die in Scharen das Gestein zerhacken und sich in den Schiefermassen verlieren. Besonders deutlich kann das Verhalten des Quarzites im Dach der Serie verfolgt werden: man beobachte z.B. die auffälligen Falten und Abscherungsphänomene in der Nordwand des Rothorn — Glockhaus-Grates.

Hochstollen-Serie

Die Schiefer an der Basis bilden häufig Füllungen von Antiklinalen, besonders schön in der Lauberstock-Falte aufgeschlossen. Die dazugehörigen Gesteine der Glockhaus-Serie sind weiter im Süden zurückgeblieben und der Erosion anheim gefallen. Die verschiedenen Wechsellagerungen bilden dank ihrer differenzierten Anwitterung (vgl. die Typpprofile C₁—₄, Fig. 8 und 9) die schönsten Faltenbilder im ganzen Gebiet. Stets zeigen sie prächtige Scherfächer, sichtbar z.B. an kleinen Falten im Hochstollen-Gebiet und Lauberstock. In Kernregionen von Grossfalten neigen sie zu ausgesprochenen Zickzackfältchen.

Die Echinodermengesteine im oberen Teil der Serie bestimmen mit ihrer Mächtigkeit weitgehend die Grösse der Falten. Dank ihrer vorzüglichen Schichtung, oft unterstrichen durch Tonhäutchen auf den Schichtflächen, ermöglichten sie die Anlage einfacher Biegefalten durch Gleitung einer Schicht auf der andern. Dabei wurde jede härtere Gesteinsbank unabhängig zerklüftet.

Erzegg-Serie

Die Mergelmassen dieser Serie übernahmen bei der Faltung die Rolle von Kernfüllungen in Malm-Antiklinalen einerseits, und die des Gleitmittels von Doggerfalten übereinander andererseits. Wenn nicht Glimmerblättchen oder dünne Mergelkalkbänke die Schichtung anzeigen, ist eine solche nicht feststellbar. Die starke Druckschieferung hat alles überprägt, sogar Ammoniten sind quer geschiefert worden. Beste Beobachtungsmöglichkeiten bieten die Mergel direkt über dem Eisenoolith, die entweder Ooidlagen enthalten oder dank dem Verlauf des Oolithes die Schichtung erkennen lassen.

Besonders der Eisenoolith, welcher als relativ hartes Gestein ca. 20 m in den Mergeln über der Basis der Serie eingelagert ist, wurde inmitten der plastischen Masse bei der Faltung boudiniert, zerrissen, zerklüftet und in wirre Falten gelegt. Ein besonders anschauliches Bild von der Kleintektonik innerhalb der Oolith-Gruppe bietet die Erzegg-SE-Wand. Neben den primär durch die Ablagerung bedingten Mächtigkeitsunterschieden sind auch diese starken tektonischen Deformationen verantwortlich dafür, dass das Eisenoolithlager nicht abbauwürdig erscheinen kann.

5. ÜBERSCHIEBUNGEN

Die Hauptüberschiebung der Wildhorn-Decke fällt mit ca. 30° gegen Nordwesten ein. Allgemein ist sie sehr schlecht aufgeschlossen, verläuft sie

doch inmitten weicher Schiefermassen, die denn auch meist mit Schutt bedeckt sind. Wo die Ueberschiebung beobachtet werden kann, ist stets starke Verruschelung der betroffenen Gesteine — Flyschschiefer des Parautochthon im Liegenden und basale Tonschiefer oder Knauerschiefer der Glockhaus-Serie im Hangenden — zu konstatieren; eine scharfe Fläche jedenfalls ist nie vorhanden (vgl. auch Profil B₄, Fig. 2).

Eine zweite, grosse Ueberschiebung stellt die Trennungslinie zwischen den Mergeln der Erzegg-Serie und den Knauerschiefern der Glockhaus-Serie längs der Grenze von der Gumm bis hinauf ins Schwarzhorn dar (vgl. dazu Profil 3 auf Tafel III). Bei der Anlage der Schwarzhorn-Antiklinale (Uebersichtsprofil in Tafel I) wurde der Mittlere Dogger auf der ganzen Linie abgesichert und liegt heute an der Stirn dieser Struktur in Form mehrerer Schuppen und Falten angehäuft. Längs der Ueberschiebung sind indes einige Relikte übriggeblieben: Pt. 2037, südöstlich des Tannensees (Echinodermenbreccie mit etwas Eisenoolith) und bei der Ausmündung des Tannensees eine Linse von Eisenoolith. Die Ueberschiebungsfläche fällt mit 10° bis 15° gegen Nordwesten ein.

Noch flacher liegt die Ueberschiebungsfläche der Hochstollen-Deckfalte. Sie zeigt praktisch nur noch das Axialgefälle gegen Westen (ca. 10°) an. Im Süden (Abgleiten von der Lauberstock-Falte) und im Norden (Auffahren auf die Malmfalte des Haupt) ist sie gebogen.

Starke Verruschelung kommt in kleinen, lokal begrenzten Ueberschiebungsflächen innerhalb der Hochstollen-Deckfalte besonders im Rothorn-Gebiet vor (vgl. dazu Profil 5, Tafel III).

Mehrere kleine Ueberschiebungen sind als Folge von Scheitelbrüchen in den Falten am Gental-Abhang zu konstatieren (vgl. Profil 5 und 6, Tafel III).

6. BRÜCHE

Längsstörungen

Die einzige, grössere Störung dieser Art konnte südlich des Hochstollen beobachtet werden. Die ganze Faltenstirn des Hochstollen-Gewölbes ist dabei um ca. 100 m gegenüber dem rückwärtigen, flachliegenden Verkehrtchen der Deckfalte abgesunken, offenbar als Folge einer Ausweichbewegung des Malm der Brünighaupt-Falte nach Norden (vgl. Profil 7, Tafel III). Der Hauptbruch verläuft im Einschnitt des «Weitries».

Querstörungen

Das System der Querstörungen ist viel mannigfaltiger. Hauptsächlich können zwei Hauptrichtungen festgestellt werden:

- a) Senkrecht zu den Faltenachsen verlaufend, Streichen mehr oder weniger N—S.

Dazu gehören die grosse Zahl von kleinen Brüchen, die das Axialgefälle z.T. unterstützen (z.B. in der Barglen-Scholle des Tannenbandes, nördlich der Frutt ausgezeichnet sichtbar, vgl. dazu Kärtchen von ROD, 1946), z.T. aber vermindern. Ein solcher Bruch streicht z.B. vom Kessel des «Wuost» südlich des Balmeregghorn durch das Trockentälchen des «Tarri» gegen die Einsattelung zwischen Rothorn und Talistock und setzt die Osthälfte der Lauberstockfalte um ca. 30 m tiefer. Das Streichen ist 170° über E, die Bruchfläche liegt vertikal.

- b) Senkrecht zur alpinen Richtung streichend. Streichen ca. 140° über E.

Dazu gehören die grossen Querstörungen, die am SE-Abhang des Faulenberg konstatiert werden können. Die wichtigste verläuft dabei von Unter Stafel bis hinüber in das Gebiet von Käserstatt (vgl. auch Karte Engelberg-Meiringen, Nr. 55 von ARBENZ). Zum Teil sind die Brüche mit Calcit von mehreren Metern Mächtigkeit austapeziert, an anderen Stellen aber bilden sie offene, tiefe Gräben mit Absackungserscheinungen entlang den Rändern. Die Verstellung ist wahrscheinlich gering, die Brüche sind Zerrungserscheinungen zuzuschreiben. Längs diesen Störungen sind übrigens die riesigen Sackungsmassen des Hasliberg abgebrochen. Auch der östliche Erosionsrand der Glockhaus — Hochstollenmasse folgt zum grössten Teil der gleichen Richtung. Im Rothorn- und Hochstollen-Gebiet schneidet sie sich dabei mit dem unter a) aufgeführten Störungssystem.

Brüche, die sich von der parautochthonen Unterlage der Wildhorn-Decke bis in die Falten der Decke selber verfolgen lassen, also nach der Ueberschiebung und Faltung gebildet worden wären, konnten nicht festgestellt werden.

7. KLÜFTUNG

Jede Falte hat ihre eigene ac-Klüftung. Da die Faltenachsen ziemlich konstant mit 70° bis 80° über E streichen, ist eine ausgeprägte mehr oder weniger senkrecht stehende Klüftung mit Streichen von 140° — 170° über E im ganzen Gebiet anzutreffen. Die Klüfte dieses Systems sind stets geschlossen, d.h. sie zeigen keinen Kluftbelag.

Daneben tritt aber eine auffallende Klüftung mit Streichen von 110° — 130° über E auf, die häufig helle, karbonatische Kluftbeläge zeigt, in einigen Fällen auch gut ausgebildete Calcitkristalle von Zentimetergrösse und, als Seltenheit, wohlausgebildete, doppelendige Quarzkristalle bis 3 cm Länge. Eine Fundstelle befindet sich z.B. am Faulenberg-Grat, Koord. 661.370/180.040/2360 m. Grössere Individuen sind voller Einschlüsse von Gesteinsbruchstücken, kleinere glasklar.

Dieses zweite Kluftsystem ist einer Zerrung mit einer Westkomponente in Richtung auf die Haslitaler Depression zuzuschreiben.

8. SCHIEFERUNG

Druckschieferung ist in allen Gesteinen des Doggers beobachtbar. Je nach lithologischem Charakter ist sie mehr oder weniger ausgeprägt.

Im allgemeinen verläuft die Schieferung der Schichtung parallel, verstärkt somit den ohnehin «schiefrigen Habitus» der Gesteine noch beträchtlich. In Stirnregionen von Falten dagegen, z.B. in der Laubersstock-Falte, am Hochstollen und auch an andern Stellen, durchschlägt die Schieferung die Schichtung. Jede Falte hat ihren eigenen, vollständig ausgebildeten und ausgezeichnet erhaltenen Scherfächer. Dies gilt für grosse wie für kleine Falten.

Wichtig ist die zeitliche Abfolge von Schieferung und Klüftung. Am NW-Abhang des Hochstollen kann leicht festgestellt werden, dass die Anlage der ac-Klüftung der Hochstollen-Stirnfalte älter ist als die Ausbildung des Scherfächers.

Im Bereich der Wechsellagerung von harten Kieselkalkbänken und weichen Schieferen sind die Klüfte zwischen zwei aufeinanderfolgenden, harten Bänken um je 30 — 50 cm in der Richtung der Faltenachse verschoben. Auch diese Erscheinung muss einer Westkomponente bei der Faltung zugeschrieben werden: ungleiches Abgleiten der einzelnen Bänke gegen die Depression im Westen.

ZWEITER TEIL

DER EISENOOLITH DER ERZEGG- PLANPLATTE

1. KURZER HISTORISCHER RÜCKBLICK

Da mehrere Publikationen vorliegen, die sich im Detail mit der Geschichte des Eisenerzabbaues im Gebiet der Erzegg — Planplatte befassen, sei hier nur ein kurzer, historischer Rückblick gegeben.

Infolge der Lage des Erzhorizontes auf der Wasserscheide zwischen Gental und Melchtälern und damit auf der Kantonsgrenze zwischen Obwalden und Bern, war zu verschiedenen Malen Anlass zu Streitereien zwischen den beiden Ständen wegen der Ausbeutung der Erzlager gegeben. Wegen eines Streites ist das Erzvorkommen in Gerichtsakten aus dem Jahre 1416 denn auch zum ersten Mal erwähnt. Wie lange es früher schon ausgebeutet wurde, ist unbekannt.

Sicher ist jedenfalls, dass die Ausbeutung vom Staate Bern aus rein strategischen Gründen unter grossen finanziellen Einbussen während Jahrhunderten aufrechterhalten wurde, dass fortgesetzte Streitereien mit der einheimischen Bevölkerung wegen des immensen Holzverbrauchs in den Schmelzwerken zuerst unterhalb Meiringen, dann bei Unterwasser (Innertkirchen) und schliesslich bei Mühletal am Zusammenfluss des Gental- und Gadmenwassers, den Bergwerksbetrieb immer wieder lahmlegten.

Nicht viel besser ging es den Hammerschmieden auf der Obwaldner-Seite. Diese bezogen das Erz aus kleinen Abbauen längs des Grates Erzegg — Balmeregghorn, während die Berner fast ausschliesslich das Lager der Planplatte ausbeuteten. In Obwalden befand sich die Eisenschmelze anfänglich auf der Tannenalp östlich der Frutt (heute ist das ganze Gebiet ohne jeden Baum, wohl als Folge der totalen Abholzung), später unterhalb Melchtal und zeitweise in Entlebuch, am Rümli, weil dort offenbar das Holz am billigsten war. Ueber die Höhe der Transportkosten schweigt sich indes die Chronik aus!

Sowohl die Eisenschmelzen auf Berner- wie auf Obwaldner-Seite erlebten ihre Blütezeit während des 17. Jahrhunderts, zur Zeit der Religionskriege.

Gegen Ende des 19. Jahrhunderts erwachte neues Interesse an den Eisenerzen. Man hoffte, mit der in Schwung gekommenen, elektrischen Eisenerstellung, die Ausbeutung des Erzlagers rentabel zu gestalten. Aus dieser Zeit stammen auch die ersten geologischen Gutachten und brauchbaren, chemischen Analysen.

Im Auftrag der «Studiengesellschaft zur Nutzbarmachung schweizerischer Erzlagerstätten» wurden im 1. und 2. Weltkrieg neue Untersuchungen (Schlitzproben, zahlreiche, chemische Analysen, magnetische Vermessungen) durchgeführt. Hauptergebnis war die Erkenntnis, dass das Erzlager wegen seiner Beschaffenheit und topographischen Lage nicht abbauwürdig sein kann.

Wer sich näher mit der Geschichte des Eisenerzabbaues im Gebiet der Erzegg — Planplatte befassen will, dem seien folgende Publikationen empfohlen:

- FISCHER, A. (1910):
Aufzeichnungen zweier Haslitaler. Chroniken und Alpenreisen der beiden
J. von Weissenfluh. Jhsen-Bergwerk: 59 — 67
Bern (Francke).
- MÜLLER-LANDSMANN, R. (1900):
Das Eisenbergwerk im Oberhasli.
Zürich.
- WALTHER, H. (1924):
Bergbau und Bergbauversuche in den Fünf Orten.
Der Geschichtsfreund, Mitteilungen des historischen Vereins fünf Orte.
Bd. 79, S. 77 — 180.
- WILLI, A. (1884):
Das Eisenbergwerk im Oberhasli
Berner Taschenbuch auf das Jahr 1884, S. 247 — 279.

Zahlreiche Gutachten, Karten, Rapporte und chemische Analysen sind im Besitze der «Studiengesellschaft zur Nutzbarmachung schweizerischer Erzlagerstätten» (vgl. auch Literaturverzeichnis in FEHLMANN & RICKENBACH, 1962).

2. BEGRIFFE UND ABGRENZUNG

Mit Eisenoolith wird im Untersuchungsgebiet jene Gesteinsgruppe bezeichnet, die sich durch ihre lithologische Beschaffenheit deutlich von den einbettenden Mergelschiefern der Erzegg-Serie abhebt.

Die Eisenoolith-Gruppe enthält lithologisch ausserordentlich verschiedene Gesteine, wie

Eisenoolithe s. str.
ooidführende Mergelschiefer
sideritführende Spatkalke
pyritführende Mergelkalke
Phosphatknollengesteine
chloritführende Schiefer
Mergelschiefer (als dünne Lagen zwischen Oolithbänken)
Sideritknollengesteine

Im Profil ist die Untergrenze der Eisenoolith-Gruppe messerscharf und dort zu ziehen, wo starke Ooidführung im Gestein einsetzt. Dazu kommt als auffälligstes Merkmal die, infolge des plötzlich erhöhten Eisengehaltes, intensiv rote Verwitterungsfarbe.

Die Obergrenze ist z.T. scharf ausgebildet wie die Untergrenze, stellenweise aber geht der Oolith durch Verlust der Ooide fließend in Mergelschiefer über. Dagegen stechen die in der Gruppe ebenfalls enthaltenen Nebengesteine des Oolithes (Spatkalke, harte Mergelkalke usw.) infolge ihrer völlig anderen lithologischen und mineralogischen Beschaffenheit als die hangenden Mergelschiefer stets äusserst scharf ab.

3. LAGE IM LITHOSTRATIGRAPHISCHEN PROFIL

Als auffallendes rotes Band findet sich der Eisenoolith zwischen 10 und 20 m über der Basis der Erzegg-Serie, eingebettet in graue Mergelschiefer. Die Mächtigkeit wechselt innerhalb von wenigen Metern zwischen 6 m

und 0 m (vgl. Fig. 17, Profilserie). Mehr oder weniger bildet der Oolith die Grenze zwischen den grauen Mergelschiefern im Hangenden und den glimmerführenden Sandmergelschiefern. Wo er fehlt, gehen die beiden Schiefer ohne scharfe Grenze ineinander über (siehe dazu auch Fig. 13, Sammelprofil der Erzegg-Serie).

Als Uebersichtsprofil kann demnach gegeben werden:

Graue Mergelschiefer	}	Erzegg-Serie
Eisenoolith		
Glimmerführende Sandmergelschiefer		
Echinodermenbreccie		Hochstollen-Serie

4. LAGE IM CHRONOSTRATIGRAPHISCHEN PROFIL

Die spärlichen Fossilien im eigentlichen Oolith selber beweisen mittleres Callovien-Alter und zwar die Zone des *Macrocephalites macrocephalus*. Bis heute wurden gefunden:

Macrocephalites macrocephalus 2 Expl.
Reineckeia sp.
Rhynchonella sp.
Belemnites sp.

Dies betrifft jedoch nur die sogenannte Haupterzbank, d. h. die unterste Bank im Profil durch die Gruppe (vgl. Fig. 17). Leider ist in früheren Arbeiten bei den leitenden Fossilien (Macrocephalen) nicht angegeben, aus welcher Höhe der Bank sie stammen. Die Frage, ob im Oolith ausser der erwähnten Zone noch tieferes Callovien oder sogar noch Bathonien enthalten ist (wie es z.B. MOESCH, 1894, vermutet) muss daher offen bleiben.

Fossilreicher sind an einigen Stellen grünliche Mergelschiefer über der Haupterzbank (vgl. Fig. 17, Profil 7), die in dünnen Lagen zwischen den höheren Oolithbänken als trennende Horizonte auftreten. Darin wurden zahlreiche *Peltoceras* gefunden. Das obere Callovien (Zone des *Peltoceras athleta*) ist damit mindestens zu einem Teil nachgewiesen. Die Schiefer über diesen Oolithbändern sind infolge fehlender Fossilien nicht mehr einzuordnen und führen ohne Grenze in die Zonen des Oxfordien hinüber.

Nebengesteine der Gruppe (Spatkalke, Mergelkalke) sind fossilleer.

5. LITHOLOGIE

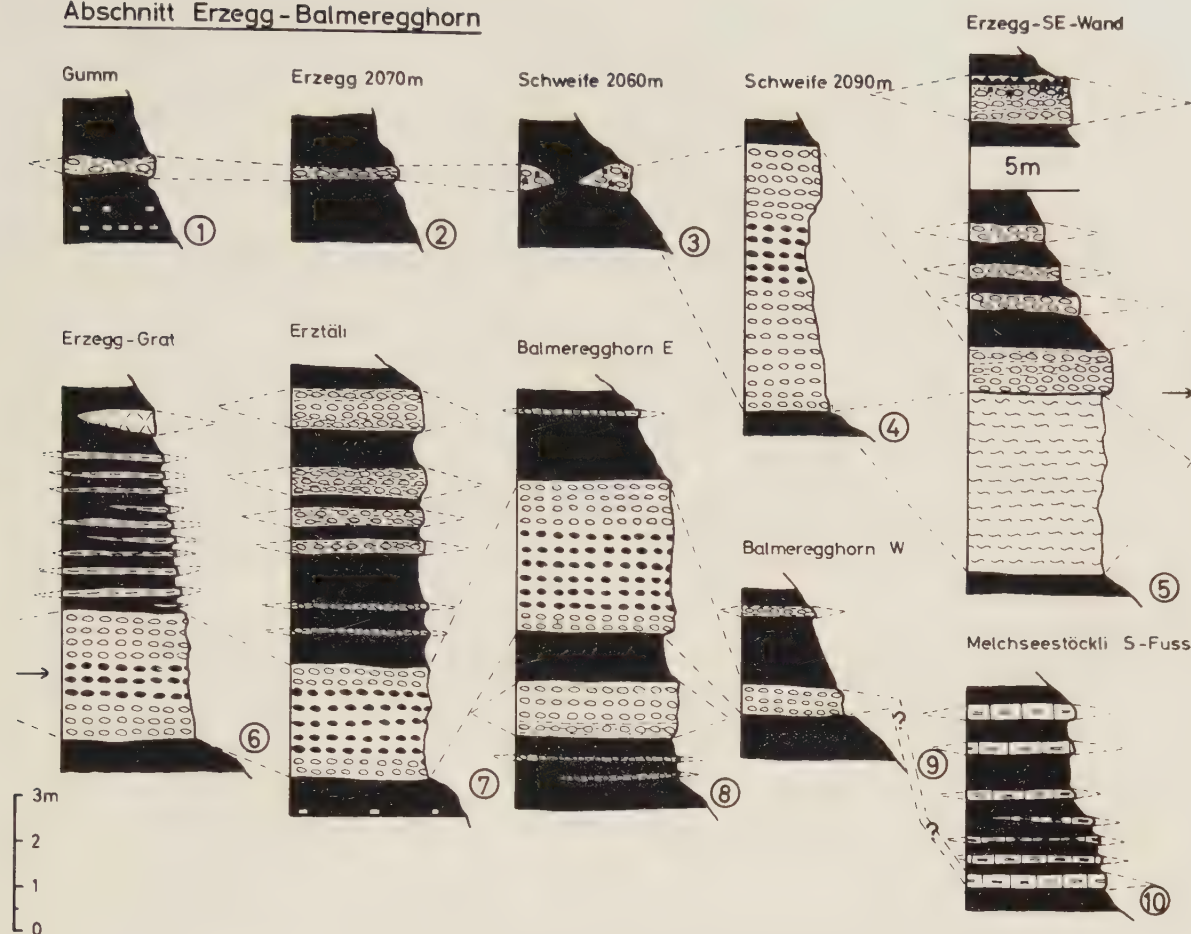
5.1. Einleitung

Bevor auf die verschiedenen, auftretenden Gesteine eingegangen werden kann, müssen ihre chemisch und optisch unterscheidbaren Komponenten näher besprochen werden.

In der Gruppe des Eisenoolithes treten folgende Minerale und nicht weiter trennbare Mineralgemische als Aufbaukomponenten auf:

Eisenhydroxyde
Chamosit
Calcit
Tonmineralien
Haematit

Abschnitt Erzegg - Balmeregghorn



Abschnitt Planplatte

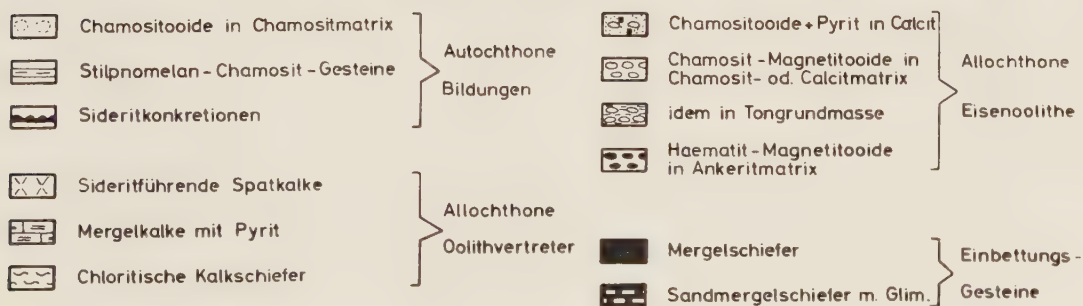
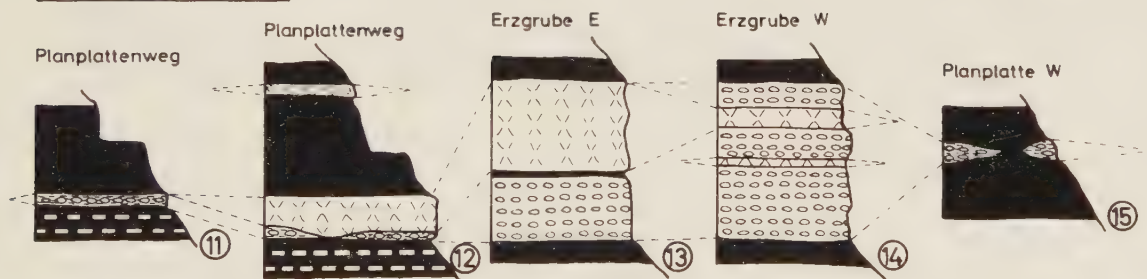


Fig. 17. Profilserie durch Eisenoolithe der Erzegg und Planplatte

Magnetit
Siderit
Dolomit/Ankerit
Quarz
Phosphorit
Pyrit
Stilpnomelan
Muskovit

5.2. Untersuchungsmethoden

Neben zahlreichen Anschliff- und Dünnschliffuntersuchungen, verbunden mit Aetzungen und Färbungen, wurde vor allem der chemischen Zusammensetzung der Komponenten im Eisenoolith Beachtung geschenkt. Ueber 30 Totalanalysen, ausgeführt im Geochemischen Labor des Mineralogischen Institutes unter Leitung von Herrn Prof. Dr. Th. HÜGI, sollten die Daten zur Abklärung von verschiedenen, ungelösten Fragen liefern. Im wesentlichen wurde nach den im genannten Labor angewandten Analysenvorschriften ¹⁾ vorgegangen, die nachstehend auszugsweise mitgeteilt seien:

SiO₂ - Bestimmung

Aufschluss mit NaOH, Anfärben mit NH₄ — Molybdatkomplex, Reduktion zu Molybdänblau, Bestimmung der Lichtabsorption mit Hilger Uvispek bei 6500 Å.

Da diese Methode zuverlässige Werte nur bei SiO₂-Gehalten > 40% liefert, wurde bei Proben mit SiO₂ < 20% (fast alle Eisenerze!) eine genau bekannte Menge SiO₂ p.a. zugeetzt und die erhaltene Differenz als Analysenwert verwendet.

Al₂O₃ - Bestimmung

Aufschluss mit HF + HClO₄, Entfernung der störenden Kationen (Fe, Schwermetalle) mit Kupferron in Chloroform, Versetzen mit Komplexon III, Zurücktitration mit ZnSO₄ in Gegenwart von Dithizon.

Fe₂O₃ - Bestimmung

Aufschluss mit HF + HClO₄, Anfärben mit Dipyridil, photometrische Bestimmung bei 5220 Å.

FeO - Bestimmung

Aufschluss mit HF + H₂SO₄ in H₂O-Dampf-Athmosphäre und Titration mit KMnO₄.

CaO/MgO - Bestimmung

Aufschluss mit HF + HClO₄, Titration mit Komplexon III nach Entfernung der störenden Fe + Al durch mehrmaliges Fällern mit NH₃ und Wiederauflösen mit HCl. Verwendete Indikatoren: HHSNN für Ca, Eriochromschwarz T für Ca + Mg.

H₂O - Bestimmung (gravimetrisch)

Glühen im Penfield-Rohr während 15 — 20 Minuten. Zwischen H₂O⁻ und H₂O⁺ wurde nicht unterschieden.

CO₂ - Bestimmung (gravimetrisch)

Austreiben des CO₂ mit HCl und Adsorption an Natronasbest in Stickstoff-Athmosphäre in spezieller Glasschliffapparatur.

In fast allen Proben wurde auf Mn und P₂O₅ geprüft, während auf die Bestimmung der Alkalien verzichtet wurde, da sie nicht weiter von Belang sind und die Werte nach verschiedenen Stichproben nie über 1% betragen. Bei phosphatreichen Proben musste durch Fällung mit FeCl₃ bei pH 4,6 vor der Prüfung auf Ca und Mg das störende P₂O₅ entfernt werden.

Neben den chemischen Analysen kamen zur Identifikation von kryptokristallinen Mineralgemischen (Eisenhydroxyde, Ton, Chamosit) zahlreiche Pulverdiagramme zur Auswertung. Die Röntgenapparatur wurde freundlicherweise von Herrn Prof. Dr. E. NIGGLI im Mineralogischen Institut zur Verfügung gestellt (Bradley-, Nonius- und Jasmund-Aufnahmen).

¹⁾ Maschinenschriftliche Vervielfältigung

5.3. Die mineralogische und chemische Beschaffenheit der Komponenten

a) Eisenhydroxyde

Definition:

Nach STRAKHOV (1957) werden folgende Fe-Oxyde und -Hydroxyde unterschieden:

$\alpha\text{—Fe}_2\text{O}_3$	Haematit
$\alpha\text{—Fe}_2\text{O}_2 + \text{aq}$	Hydrohaematit
$\alpha\text{—FeOOH}$	Goethit
$\alpha\text{—FeOOH} + \text{aq}$	Hydrogoethit
$\gamma\text{—Fe}_2\text{O}_3$	Maghemit
$\gamma\text{—Fe}_2\text{O}_3 + \text{aq}$	Hydromaghemit
$\gamma\text{—FeOOH}$	Lepidokrokit
$\gamma\text{—FeOOH} + \text{aq}$	Hydrolepidokrokit

In sedimentären Eisenhydroxyden macht der Anteil von Goethit und Hydrohaematit meist über 90% aus. In grösseren Mengen kann daneben mittels DTA oder röntgenographisch nach Lepidokrokit nachgewiesen werden, während die übrigen Vertreter der Maghemit-Gruppe und der Hydrogoethit sehr selten auftreten. Die Bezeichnung *Limonit* als Sammelname für nicht näher bestimmte Verbindungen der genannten Gruppe wurde bewusst in diesem Teil der Arbeit vermieden und der neutrale Begriff *Eisenhydroxyde* verwendet.

Auftreten der Eisenhydroxyde im Eisenoolith

Die genannten Verbindungen fallen durch ihre Braun- und Rottöne im Handstück sofort auf. Im Dünnschliff ist das Mineralgemisch meist opak, selten rötlich durchscheinend, dicht, körnig oder lagig, je nach Anordnung der Teilchen im Ooid oder in der Grundmasse.

Eine leichtere Unterscheidung ist in Anschliffen möglich:

Haematit

Hellstes Mineral in Bezug auf das Reflexionsvermögen. Dabei leichter Blaustich häufig. Bestes Erkennungsmerkmal sind die roten Innenreflexe.

Magnetit

Reflektiert in verschiedenen Grautönen, deutlich dunkler als der Haematit. Ist isotrop und oft idiomorph (Oktaeder) ausgebildet.

Goethit

Oft fehlt jegliche Reflexion, das Mineral scheint «erdig» (infolge der schlechten Polierbarkeit). In solchen Fällen sind jedoch zahlreiche helle, gelbliche bis braune Innenreflexe zur Identifikation genügend.

Da keine anderen Erzminerale vorhanden sind (ausser noch Pyrit, der aber an seiner gelben Farbe leicht kenntlich ist) können die drei wesentlichen Eisenerze in Anschliffen kaum verwechselt werden. Schwieriger ist es, «erdigen» Goethit in fein verteilter Form in silikatischen Ooiden zu erkennen. Am besten werden dazu die Dünnschliffe unter dem Mikroskop mit Auflicht betrachtet.

Die eindeutigsten Unterscheidungsmerkmale liefern jedoch Pulverdiagramme. Vor allem gestatten sie die klare Trennung von Haematit und Goethit. Zur raschen Identifizierung solcher Strichdiagramme wurden dabei die Tabellen von NEUMANN und Mitarbeiter (Oslo 1955—1958) benutzt, während für genauere Untersuchungen die d-Werte bestimmt wurden.

Da es unmöglich ist, von jeder Schliere oder Aderfüllung in oolithischen Gesteinen eine Pulveraufnahme anzufertigen, wurde für Schliffbeschreibungen der Terminus *Eisenhydroxyde* für nicht näher identifizierte Eisenverbindungen gewählt. Nur in speziellen Fällen, z.B. von Ooidschalen, verwitterten Ooiden, Knollen und grösseren Kluftfüllungen wurde etwas Substanz isoliert und mittels Pulveraufnahmen identifiziert.

Einige Ergebnisse:

Von der Oberfläche verwitterter Ooide am Ausbiss der Erzschiicht wurde etwas Substanz abgekratzt und näher untersucht. Im Pulverdiagramm konnten folgende Substanzen identifiziert werden:

Chlorit
Haematit
Goethit
Karbonat

Die bestimmten d-Werte für Goethit liegen nahe den Zahlen, die BRAUN (1964) von verschiedenen Lokalitäten (Salzgitter, Minette, u.a.) für Goethitooide angibt. Der Gehalt an Goethit scheint dabei auf die *Oxydation* des Eisensilikates zurückzuführen sein.

Tabelle 2 gibt die bestimmten d-Werte von frischen, oxydischen, im Dünnschliff völlig opaken Ooiden (unter dem Binokular mit der Pincette ausgelesen).

Als Ergebnis kann gesagt werden, dass nicht verwitterte, oxydische Eisenooide eindeutig keinen Goethit, sondern ein Haematit/Magnetit-Gemisch neben etwas Eisensilikat führen. Zu ähnlichen Schlüssen kommt man beim Auswerten der chemischen Daten eines rein oxydischen Oolithes mit karbonatischer Grundmasse:

Chemische Daten des Gesamtgesteins

SiO ₂	10,4	%	(Gew.%)
Al ₂ O ₃	5,6	%	
Fe ₂ O ₃	40,3	%	
FeO	23,6	%	
MnO	0,1	%	
MgO	1,7	%	
CaO	5,0	%	
P ₂ O ₅	1,4	%	
H ₂ O	6,9	%	
CO ₂	5,8	%	
	100,8	%	Anal. B.T.
Fe	46,5	%	

Nach Elimination der Grundmasse (Abzug von CO₂, CaO, MgO, MnO, P₂O₅) und des freien, detritischen Quarzes (nach Schliffbefund) verbleiben für die Eisenhydroxyd-Gruppe (umgerechnet auf 100%):

SiO ₂	6,8 ‰	(Gew.‰)
Al ₂ O ₃	7,1 ‰	
Fe ₂ O ₃	51,0 ‰	
FeO	25,2 ‰	
MgO	1,2 ‰	
H ₂ O	8,7 ‰	
	100,0 ‰	
Fe	55,3 ‰	

Zum Vergleich nachstehend die chemischen Daten von BUBENICEK (1961) des «Limonites» aus der Minette von Lothringen (Durchschnittswerte):

SiO ₂	3,5 — 4,5 ‰	(Gew.‰)
Al ₂ O ₃	6,0 — 7,0 ‰	
FeO	1,0 — 3,0 ‰	
MgO	1,2 ‰	
H ₂ O	11,5 — 12,0 ‰	
Fe	51,5 — 52,0 ‰	

d-Werte Å	Haematit		Magnetit	Andere
	I	hkl (hex)	hkl (kub)	hkl
7,3	40			?Chamosit 001
4,9	5		111	
3,7	40	102		
3,6	10			?Chamosit 002
3,0	50		220	
2,7	90	104		
2,5	100	110	311	
2,4	5		222	
2,21	50	113		
2,10	20		400	
1,86	60	204		
1,70	70	116	422	
1,64	5	121		
1,61	20		511	
1,60	10	108		?Chamosit 004
1,559	5			
1,485	80	214	440	
1,455	70	300		
1,311	20	119		
1,280	20		533	
1,260	20	220		
1,190	10	312;218		
1,140	20	314		
1,103	20	226		
1,093	30		731	
1,055	15	2, 1, 10	800	

Tabelle 2.

Ermittelte d-Werte von separierten, oxydischen Ooiden, einzelnen Mineralien zugeordnet.

Der «Limonit» im Eisenoolith der Erzegg hat nicht nur eine teilweise Entwässerung, sondern überdies auch eine Reduktion durchgemacht. Dabei wird primäre Bildung von Goethitoiden angenommen. Für diese Vor-

gänge ist die alpine Dislokationsmetamorphose, verbunden mit einer vorangegangenen, starken Diagenese verantwortlich zu machen. Die Erhöhung des Eisengehaltes geht auf Kosten des Wassers und das FeO muss als Magnetit verrechnet werden. Es wird angenommen, dass in dieser Partie des Oolithes die Reduktion zu wenig wirksam war, um grösseren Anteil an silikatischer Substanz unter Auflösung des detritischen Quarzes hervorzubringen.

Nach dem Wassergehalt der Analyse (8,7%) könnte auf Anwesenheit einer Verbindung von der Art des Hydrohaematites geschlossen werden. Dieses Eisenhydroxyd ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, wobei $3 > n > 0$ ist) vermittelt zwischen dem wasserfreien Haematit und dem wasserreichen Goethit. Das Fehlen von Goethitlinien im Röntgendiagramm schliesst diese Annahme aus (vgl. Tabelle 2).

Weder aus dem Pulverdiagramm noch aus dem Schliffbefund konnte etwas über die mineralogische Form des stets vorhandenen SiO_2 und Al_2O_3 herausgelesen werden. BRAUN (1964) nimmt eine Verbindung an, die er als Brauneisensilikat bezeichnet (Fe_2O_3 70%, FeO 1%, SiO_2 6%, Al_2O_3 6%, MgO 1% u. H_2O). BUBENICEK (1961) dagegen bindet das Al_2O_3 als Gibbsit und lässt das SiO_2 «sous forme inconnue».

SCHNEIDERHÖHN (1964) hat an Ooidkonzentraten durch Anreicherung und Säurebehandlung Kaolin als Aufbaubestandteil von hydroxydischen Ooiden nachgewiesen. Damit ist ein Teil des Al_2O_3 und das ganze stets vorhandene SiO_2 chemisch gebunden. Der Rest des Aluminiums kann als AlOOH in das Goethitgitter eingebaut werden und bewirkt durch die Gitterdeformation (infolge kleinerem Ionenradius) verschieden stark lichtabsorbierende Zonen. Damit ist auch eine Erklärung für die konzentrische Struktur in den Ooiden gegeben.

Die Uebereinstimmung der chemischen und optischen Daten der opaken Ooide im Eisenoolith der Erzegg mit Ooiden von Vorkommen, wo Genese als Goethitooide als sicher gelten kann (z.B. Rotes Lager der Minette von Lothringen, verschiedene Doggerooide der Schwäbischen Alb und Frankens) lässt auf ähnliche Bedingungen bei der Bildung schliessen. Die Schwierigkeiten bei der Auflösung der stark verfestigten Gesteine in Ooide und Matrix verhinderten ähnlich detaillierte Untersuchungen, wie sie SCHNEIDERHÖHN (1964) an Gesteinen des deutschen Doggers vornehmen konnte.

Oberflächliche, gefärbte, dünne Krusten auf sideritführenden Spatkalken bestehen nach Pulverdiagramm auf Goethit und etwas Chlorit, sind indes nur wenige μ dick. Knollen als eingeschwemmte Fremdkörper besitzen eine goethitische Schale um einen haematitischen Kern. Daneben konnte Goethit als wesentlicher Bestandteil des Eisenoolithes nirgends nachgewiesen werden.

Zusammenfassung

Wasserreiche Eisenhydroxyde, vor allem Goethit, sind in frischen Gesteinen des Eisenoolithes nicht mehr vorhanden. Durch die starke Diagenese und leichte Metamorphose bei der alpinen Dislokation wurde eine Entwässerung und Reduktion verursacht, und die heutigen, opaken Ooide bestehen aus einem feinkörnigen Gemisch von Haematit und Magnetit. Rückumwandlung zu Goethit ist eine reine Verwitterungserscheinung und deshalb an die oberflächennahen Partien des Eisenerzhorizontes gebunden. Röntgenographisch konnten weder Lepidokrokit noch andere Fe-Hydroxyde entdeckt werden.

b) Chamosit

Definition:

Es war nie ein Ziel dieser Arbeit, den Begriff *Chamosit* unter irgend einem neuen Aspekt näher zu beleuchten. Chamosit wird im folgenden nach dem Vorschlag von HEY (1954) als Sammelbegriff für ein Gemisch von vor allem optisch nicht weiter trennbaren, eisenreichen, grünen Schichtsilikaten verwendet.

Chamosit bedeutet damit eine Art «Feldname» für die grüne, silikatische Komponente in sedimentären Eisenerzen, ähnlich wie Eisenhydroxyde als Sammelname für die komplexe Gruppe der Haematit- und Maghemit-Abkömmlinge gebraucht wird.

M. DELALOYE (Genf) untersuchte kürzlich im Rahmen seiner Dissertation die Eisensilikate von Chamoson, einem Vorkommen, das alters- und ausbildungsmässig demjenigen im Untersuchungsgebiet fast vollständig entspricht ²⁾. Nur der Grad der Metamorphose ist verschieden. DELALOYE hat den Chamosit von Chamoson in folgende Einzelkomponenten zerlegen können, und damit den Nachweis erbracht, dass Chamosit kein Mineral, sondern eine Gruppe verschiedener Minerale charakterisiert:

- Phyllosilikat mit Kaolinstruktur, reich an Fe^{2+}
(= Ferrokaolin)
- Phyllosilikat mit Chloritstruktur, reich an Fe^{2+}
(= Ferrochlorit)
- Phyllosilikat mit Montmorillonitstruktur, reich an Fe^{2+}
(= Nontronit)

Diese drei Phyllosilikate sind entweder innig miteinander verwachsen oder aber sie bauen schichtweise ein Silikat auf, einen «Mixed layer».

Was die Untersuchungsmethoden anbelangt, sei auf die Arbeit von DELALOYE verwiesen (erscheint voraussichtlich 1966 in den Beiträgen zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie).

Die Stellung des Chamosites in der Gruppe der Phyllosilikate

Der Chamosit nimmt zwischen der Kaolinit-Gruppe und der Gruppe der Chlorite eine Art Mischstellung ein. Chemisch gleichen die meisten Chamosite mehr den Chloriten, während sie strukturell zum grössten Teil zum Kaolinit gestellt werden müssen. In Hinblick auf diese Tatsache müssen alle die nomenklatorischen Vorschläge gewertet werden, die seit dem Jahre 1829, als BERTHIER das grüne Eisensilikat entdeckte, von verschiedenen Seiten vorgebracht wurden (Berthierin, Leptochlorite, Septechlorite).

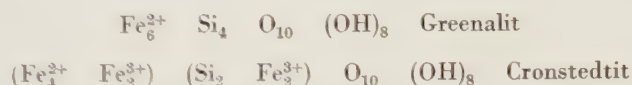
Geht man von der Formel des Kaolinites aus



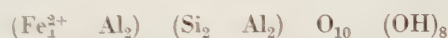
welcher strukturell aus Tetraederschichten und Oktaederschichten besteht (to-Struktur = 7Å-Typ). Auf den Oktaederplätzen ist Al durch Fe^{2+} und Fe^{3+} ersetzbar, gekoppelt mit Ersatz des Si durch Al und Fe^{3+} auf

²⁾ Die noch unveröffentlichte Dissertation wurde freundlicherweise vom Autor zur Einsichtnahme zugestellt.

den Tetraederplätzen. Dadurch können die folgenden, reinen Endglieder erhalten werden:



Die Zusammensetzung, die den gewöhnlichen 7Å-Chamositen entspricht, liegt irgendwo zwischen diesen beiden Endgliedern. Der Ersatz des Si durch Fe^{3+} auf den Tetraederplätzen ist allerdings ziemlich selten, dafür wird Al sehr häufig eingebaut. Ein idealer 7Å-Chamosit erhält demnach folgende Formel:



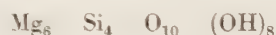
Der Ferrokaoalin von DELALOYE entspricht dieser Zusammensetzung und hat sinngemäss Kaolinitstruktur (to-Struktur). Ferrikaolin ist das entsprechende Mineral mit Fe^{3+} an Stelle des zweiwertigen Eisens:



Mg kann in allen diesen Verbindungen in geringem Masse an Stelle von Fe^{2+} treten.

Viel verwickelter sind die Verhältnisse bei den Chloriten, vor allem weil als Endglieder der Chloritreihe Minerale fungieren, die wohl kompositionell Endglieder darstellen, strukturell aber nicht zu den Chloriten gehören.

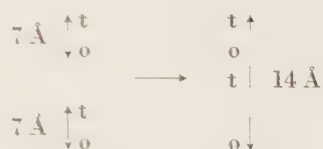
Das eine Endglied, der Antigorit



leitet über zu den Serpentinmineralien. Das andere Endglied, der Amesit



stellt die Verbindung mit der Kaolinit-Gruppe her. Beide haben to-Strukturen. Die eigentlichen Chlorite, die chemisch gesehen zwischen die beiden genannten Endglieder fallen, haben dagegen eine tot-o-Struktur, die aus der to-Struktur durch Verdoppelung und Umlagerung der Bindungen abgeleitet werden kann:



Eine Allgemeinformel für Chlorite kann folgendermassen geschrieben werden:



Bei den eisenreichen Chloriten ersetzen Fe^{2+} das Mg und Fe^{3+} das Al auf Oktaederposition, in geringem Masse auch Fe^{3+} das Al in Tetraederposition. Je nach Verhältnis der beiden Substituenten kann von Ferri- oder Ferrochloriten gesprochen werden (vgl. DELALOYE).

Ein weiteres Schichtsilikat als Komponente des Chamosites in den Eisenerzen von Chamoson hat nach DELALOYE Montmorillonit-Struktur, d.h. to-Schichten neben austauschbaren Kationen- und H_2O -Schichten. In den Gesteinen des untersuchten Gebietes konnte diese Komponente nicht aufgefunden werden.

Fig. 18 stellt einen Versuch dar, anhand der Ersatzmöglichkeiten auf den Oktaederplätzen den Chamosit in Beziehung zum Kaolinit und den Chloriten zu bringen. Die Einteilung ist rein chemisch und ohne Rücksicht auf Strukturänderungen.

Auftreten des Chamosites im Eisenoolith der Erzegg

Chamosit tritt auf als

Aufbaumineral der Ooide
Grundmasse
Bestandteil der Pelitgrundmasse
Kluftfüllung

Im Handstück ist er für die verschiedenen Grüntöne verantwortlich. Im Dünnschliff fallen die gelbgrünen und blassgrünen Farben sofort auf. Das Auftreten ist extrem feinkörnig, filzig bis feinstfaserig, auch bei stärkster Vergrößerung sind einzelne, wohlungrenzte Mineralien nicht erkennbar. Stets aber ist Chamosit kristallin wie das Brewsterkreuz der Ooide und die feine Sprengelung bei gekreuzten Nicols beweisen.

Einzig Chamosit in Klüften und Adern ist stellenweise grob genug kristallisiert, um seine optischen Daten messen zu können. So lieferte eine Kluft der Erzegg Chamosit mit folgenden optischen Daten:

Pleochroismus:	hellgrün bis blassgrün für Y und Z oliv bis gelbgrün für X
Lichtbrechung:	$1,664 \pm 0,002$ für n_Y und n_Z $1,660 \pm 0,002$ für n_X
Doppelbrechung:	$\pm 0,004$

Der Chamosit ist in dünnen, pseudohexagonalen Blättchen kristallisiert, die geldrollenähnliche Aggregate bis 0,2 mm Länge aufbauen. Achsenbilder sind infolge der Kleinheit der Mineralblättchen nicht realisierbar. Die Lichtbrechung ist verglichen mit Angaben aus der Literatur relativ hoch (TRÖGER, 1956, gibt z.B. als Maximum für n_Y und n_Z 1,660 an), während die Doppelbrechung charakteristisch sehr niedrig ist. Wenn die Lichtbrechung linear dem Eisengehalt ansteigt, muss schon aus der Tatsache, dass einzelne Mineralblättchen deutlich unter 1,664 liegen, während andere fast 1,666 erreichen, auf variablen Chemismus von Blättchen zu Blättchen geschlossen werden.

Anomale Interferenzfarben wurden nicht beobachtet.

Chemische Daten:

Siehe T a b e l l e 3.

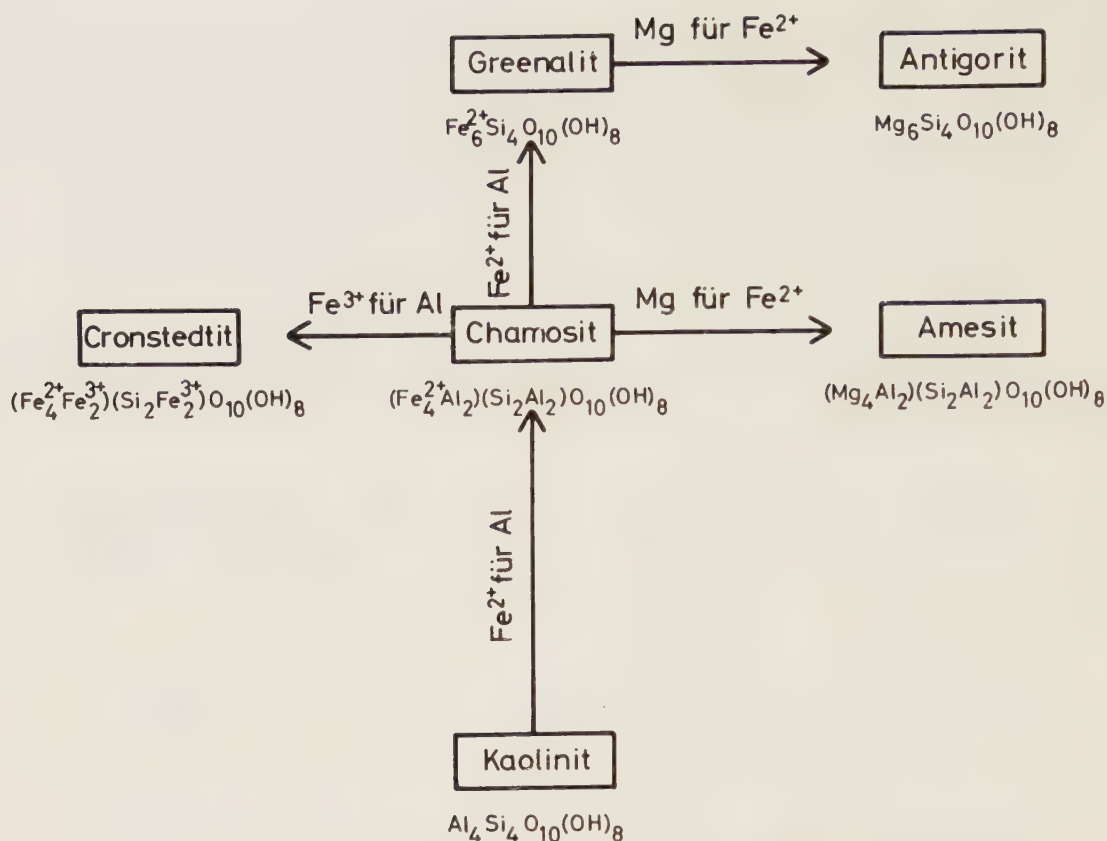
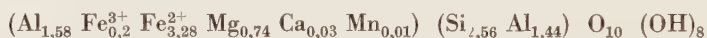


Fig. 18. Kompositionelle Beziehungen zwischen Kaolinit, Chamosit, Greenalit, Cronstedtit und den Chloriten auf Grund der Ersatzmöglichkeiten des Al in Oktaederposition. Strukturänderungen nicht berücksichtigt.

Aus den chemischen Daten der Kolonne 2 in Tabelle 3 («gereinigter Chamosit») wurde ohne Berücksichtigung des Wassers auf der Basis von 10 0 (= 14 0-Aequivalente) folgende stöchiometrische Formel für den Kluft-Chamosit berechnet:



Die chemische Analyse gestattet ferner gewisse Rückschlüsse auf beteiligte Aufbaubestandteile mit verschiedenen Strukturen, insbesondere auf Anwesenheit von Si-reichen Vertretern der Montmorillonit-Gruppe. Das mittlere Verhältnis Si/Al + Fe beträgt für den Nontronit 1,6, während die entsprechenden Werte für eisenreiche Chlorite und Kaolinite 0,4 resp. 0,5 betragen (Werte nach DELALOYE). Das Si/Al ± Fe-Verhältnis im untersuchten Chamosit lässt sich mit 0,4 berechnen; auf Abwesenheit von Nontronit kann daher mit Sicherheit geschlossen werden.

Diese Annahme wurde durch Röntgendiagramme bestätigt: es wurden nie Interferenzen beobachtet, die der Struktur von Nontronit zugeordnet werden könnten.

Inwieweit der Gehalt an Fe_2O_3 auf Oxydation während dem Mörsern der Probe zur chemischen Analyse zurückzuführen ist, kann nicht beurteilt werden. Ein gewisser Gehalt an dreiwertigem Eisen ist in Chamositen weit verbreitet, ohne dass Strukturänderungen notwendig sind (Ferric Chamosites von YOEELL, 1953).

	1	2	3	4
SiO ₂	23,4 ‰ (Gew.‰)	24,7 ‰ (Gew.‰)	23,86 ‰ (Gew.‰)	26 ‰ (Gew.‰)
Al ₂ O ₃	19,2 ‰	20,3 ‰	18,49 ‰	18 ‰
Fe ₂ O ₃	2,5 ‰	2,6 ‰	1,44 ‰	8 ‰
FeO	35,8 ‰	37,8 ‰	36,51 ‰	32 ‰
MnO	0,1 ‰	0,1 ‰		
MgO	4,5 ‰	4,8 ‰	4,73 ‰	3 ‰
CaO	2,7 ‰	0,3 ‰		1 ‰
P ₂ O ₅	0,1 ‰			
Na ₂ O	0,1 ‰			
K ₂ O	0,2 ‰			
H ₂ O	8,9 ‰	9,4 ‰	9,95 ‰	12 ‰
CO ₂	1,8 ‰			
	99,3 ‰	100,0 ‰	100,00 ‰	100 ‰
Fe	29,7 ‰	31,2 ‰	29,40 ‰	30 ‰

- 1: Unbehandelter, (nach optischer Prüfung) reiner, grobkristalliner Chamosit aus einer Kluffüllung von der Erzegg (Anal. B.T.).
- 2: Optisch nicht erkannte Verunreinigungen (Karbonat, Phosphat) abgezogen, Alkalien unberücksichtigt gelassen und auf 100‰ umgerechnet.
- 3: Auf gleiche Weise wie Nr. 2 «gereinigtes» silicate secondaire aus dem Eisenoolith von Chamoson (DELALOYE, 1965).
- 4: Berechnete Durchschnittsanalyse für Chamosit aus Lagerstätten von Deutschland, England und dem Minettebezirk.

Tabelle 3. Chemische Daten von Chamositen (14 Å - Typ).

hkl	1		2		3		hkl
	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	
001	14,4	60	14,25	40	14	30	001
002	7,15	100	7,13	100	6,93	100	002
003	4,71	20	4,681	10	4,64	50	020/003
004	3,54	60	3,537	50	3,50	90	004
005	2,83	5	2,931	5	2,784		005
200	2,70	10	2,684	3	2,694	10	200
131; 202	2,63	50	2,610	20			
132; 201	2,58	30	2,570	10	2,512	70	202
132; 203	2,48	30	2,461	10			
133; 202	2,41	30	2,401	15	2,335	1/2	203
006	2,28	25	2,272	12	2,138	30	204
007	2,020	40	2,008	15			
135; 206	1,896	10	1,886	5	1,770	20	
137; 206	1,667	5	1,659	2			240
060	1,559	30	1,552	15	1,559	50	060
0,62; 331	1,522	10	1,518	5	1,527	20	062
	1,395	10					
	1,337	5					

- 1: Kluffchamosit von der Erzegg.
- 2: «Silicate secondaire» aus dem Eisenoolith von Chamoson (DELALOYE, 1965).
- 3: «Orthogonaler Chlorit-Chamosit». Daten von ENGELHARDT in BROWN (1961).

Tabelle 4. d-Werte von Chamositen (14 Å-Typ).

Röntgenographische Untersuchung:

Zur näheren Identifikation der Struktur und eventuell beteiligter Strukturtypen wurde ein Teil der Probe während einer Stunde auf 600° erhitzt. Dies sollte vor allem die Chloritstruktur gegenüber der Kaolinitstruktur erkennbar machen (vgl. BRINDLEY in BROWN, 1961 und DELALOYE, 1965).

Tabelle 4 gibt die röntgenographisch ermittelten d-Werte des Kluftchamosites neben den Daten des «silicate secondaire» von Chamoson (DELALOYE, 1965) und zum Vergleich die Daten für «orthogonalen Chlorit-Chamosit», wie sie ENGELHARDT in BROWN (1961) für einen Chamosit von Tübingen berechnet hat.

In Tabelle 5 sind die noch bestimmbaren d-Werte nach Erhitzen der Probe während einer Stunde auf 600° angegeben.

d (Å)	I	hkl (Chlorit)
14,2 (diff.)	50	001
7,12 (diff.)	15	002
5,09	10	
4,201	5	
3,468 }	10	004
3,371 }	20	
2,883	5	005
2,545	10	
2,424	5	
2,253	5	006
2,071	15	007
1,485	20	

Tabelle 5. d-Werte des auf 600° erhitzten Kluftchamosites.

Die Intensitäten für 001, 002 und 004 haben sich charakteristisch für erhitzte Chlorite verändert. Die 004-Linie erscheint doppelt. Das gleiche Phänomen ist bei 002 und 001 wahrscheinlich, kann jedoch nicht eindeutig festgestellt werden, da die Linien breit und diffus (=diff.) sind. Diese Aufteilung ist nach DELALOYE (1965) auf die Anwesenheit einer 7Å-Struktur zurückzuführen, deren Linien bei der nicht erhitzten Probe von den entsprechenden einer 14Å-Struktur überdeckt werden.

Folgerung:

«Hydrothermaler» Chamosit der Erzegg besteht vorwiegend aus 14Å-Chamosit, daneben ist in geringem Masse ein 7Å-Schichtsilikat vorhanden.

Neben dem variablen Eisengehalt kann auch dieser Befund für die verschiedenen, gemessenen Lichtbrechungsdaten als Erklärung herangezogen werden.

Von besonderem Interesse ist der Vergleich all dieser Daten eines Chamosites aus einer Kluftfüllung mit den Ergebnissen eines gesteinsbildenden Chamosites. In gewissen dünnen Lagen im Eisenoolith treten praktisch monomineralische Gesteine auf, d.h. sowohl Ooide wie Matrix bestehen nach Dünnschliffbefund nur aus Chamosit. Eine gewisse Verunreinigung ist durch Anwesenheit von silikatisch imprägnierten Echinodermentrümmern gegeben. Dagegen fehlt detritischer Quarz vollständig.

Die Ooide sind kaum deformiert und ausserordentlich dicht gepackt. Der Anteil von Chamosit aus der Grundmasse beträgt höchstens 10% (Zwickelfüllung). Dies ist besonders wichtig, weil dadurch vor allem bei der chemischen Untersuchung nur die aufbauende Substanz der Ooide mit ihren spezifischen Daten ins Gewicht fällt.

Der Chamosit der Ooide wie der Matrix zeigt gleiche optische Erscheinungen: hellgrüne bis blassgrüne Farbe, feinstkörniges Aggregat, kristallin. Die Lichtbrechung liegt bei 1,64; über Form und Anordnung der Mineralien lässt sich nichts aussagen. Der konzentrische Bau der Ooide wird durch verschiedene Grüntöne und bräunliche Verfärbungen verursacht. Radiale Risse sind durch helleren Chamosit verheilt. Siehe auch Fig. 28.

Chemische Analyse:

SiO ₂	23,4	%	(Gew.%)
Al ₂ O ₃	16,7	%	
Fe ₂ O ₃	12,3	%	
FeO	29,4	%	
MnO	0,1	%	
MgO	4,2	%	
CaO	0,3	%	
P ₂ O ₅	0,3	%	
H ₂ O	11,6	%	
CO ₂	0,6	%	
	98,9	%	Anal. B.T.
Fe	31,3	%	

Chemisch gesehen unterscheidet sich der gesteinsbildende Chamosit kaum vom kluftfüllenden, hydrothermalen Mineral. Auffallend ist einzig der höhere Gehalt an Fe₂O₃ und das leicht erhöhte Verhältnis Si/Al. Der hohe Gehalt an Fe₂O₃ kann verschieden erklärt werden:

- 1) Einbau von Fe³⁺ an Stelle von Fe²⁺ im Gitter bei der Genese (Ferric Chamosites von YOEELL, 1953).
- 2) Diagenetische Oxydation Fe²⁺ → Fe³⁺
- 3) Nicht vollständige diagenetische Reduktion Fe³⁺ → Fe²⁺

Form und Anordnung der Ooide (Spaltrisse, Ummantelung von Ooidbruchstücken, Grösse) und Lage der monomineralischen Schicht im Profil sprechen für die dritte Annahme.

Aus dem Verhältnis Si/Al+Fe (= 0,44) kann auch hier auf die Abwesenheit von Nontronit geschlossen werden. Dadurch unterscheidet sich dieser Chamosit wesentlich von demjenigen in den Erzen von Chamoson, der nach DELALOYE ziemlich nontronitreich ist.

Röntgenaufnahmen ergaben weder Hinweise auf Anwesenheit von Nontronit noch auf Beteiligung einer 14Å-Struktur. Tabelle 6 gibt die gemessenen d-Werte des reinen 7Å-Chamosites aus dem monomineralischen Eisenoolith. Zum Vergleich sind die Daten von BRINDLEY in BROWN (1961) für Chamosit angeführt.

Die d-Werte in Tabelle 6 stimmen recht gut überein. Das Fehlen von Reflexen bei 2,4 Å erlaubt die nähere Zuweisung des untersuchten Chamosites zum orthogonalen Typ.

Beim Erhitzen auf 600° zerfällt die Kaolinitstruktur infolge Abgabe der Hydroxyl-Gruppen und Oxydation des Eisens fast vollständig. Die noch bestimmbaren d-Werte lassen sich kaum mehr näher zuordnen. Vor allem aber fehlen jegliche Anzeichen jener Chloritlinien, die, wie die hydrothermale Probe gezeigt hat, die Position beim Erhitzen nur wenig ändern (z.B. 004, 006, 007; vgl. Tab. 5).

1		2			
		a)		b)	
d (Å)	I	d (Å)	I	monoklin hkl	orthogonal hkl
7,15	100	7,05	100	001	001
4,71	10	4,67	20	020	020
		4,58	20	110	
		3,90	10	021	021
3,56	60	3,520	100	002	002
2,69	10	2,678	40	201; 130	200
2,51	20	2,519	90		201
		2,404	40	202	
		2,141	60		202
		2,011	10	203; 132	
		1,894	10	133; 202	
		1,768	40		203
1,551	50	1,555	70	060; 134; 331	060
1,521	10	1,521	30	330; 061	061
		1,473	10		204
1,422	5	1,425	10	331; 062	062

1: Reiner Chamosit-Oolith (monomineralisches Gestein) von der Erzegg (Profil F, Probe F₂).

2: Daten von BRINDLEY in BROWN (1961) für Chamosit aus Schottland.

a) monoklin: $a = 5,39\text{Å}$, $b = 9,33\text{Å}$, $c \sin \beta = 7,04\text{Å}$, $\beta = 104,5^\circ$
b) orthogonal: $a = 5,39\text{Å}$, $b = 9,33\text{Å}$, $c = 7,04\text{Å}$

Tabelle 6. d-Werte von Chamositen (7Å-Typ).

Chamosit als Bestandteil der pelitischen Grundmasse hat wiederum andere Zusammensetzung. In Pulveraufnahmen der grünen, eisenreichen Pelitmatrix erscheint stets eine 14Å-Linie, daneben die üblichen Chloritlinien, Quarz- und Karbonatinterferenzen. Einzelne Proben führen auch Stilpnomelan. Aus dem Verhältnis der Intensitäten der 7Å-Linie (002 Chlorit + 001 Kaolinit) und der 14Å-Linie (001 Chlorit), welches für reine 14Å-Typen je nach Eisengehalt 2,2 — 3,3 beträgt (nach DELALOYE), kann auf die Anwesenheit einer 7Å-Struktur und auf ihr mengenmässiges Verhältnis zur 14Å-Struktur geschlossen werden. In der Probe beträgt es ca. 5,0. Der Chamosit in der Pelitgrundmasse besitzt also zum grössten Teil 14Å-Struktur und zu einem geringen Teil 7Å-Struktur.

Beim Erhitzen auf 600° bleiben die 14Å- und 7Å-Linien bestehen, verlieren aber stark an Intensität und werden zu breiten, diffusen Bändern.

Chemisch ist kaum ein Unterschied gegenüber den reinen 7Å-Chamositen festzustellen. Ein chamositreicher Pelit (grüner Tonschiefer) ergab folgende Analysenwerte:

SiO ₂	17,1	%	(Gew.%)
Al ₂ O ₃	9,4	%	
Fe ₂ O ₃	4,1	%	
FeO	41,6	%	
MnO	0,3	%	
MgO	2,3	%	
CaO	4,2	%	
P ₂ O ₅	1,1	%	
H ₂ O	5,2	%	
CO ₂	15,1	%	
	100,4	%	
Fe	35,4	%	Anal. B.T.

Eine Trennung der Masse in die einzelnen Minerale (Tonmineralien, Chamosit, Siderit, Calcit) ist mechanisch nicht möglich. Schon optisch lässt die Auflösbarkeit auch mit stärkster Vergrößerung zu wünschen übrig. Die Ton-Chamosit-Masse ergibt (nach Abzug von Calcit, Phosphorit und Siderit und auf 100% umgerechnet) folgende Werte:

Kat. Aequival.			
SiO ₂	29,1	% (Gew.%)	482
Al ₂ O ₃	16,0	%	314
Fe ₂ O ₃	7,0	%	47
FeO	35,2	%	490
MgO	3,9	%	97
H ₂ O	8,8	%	976
	100,0	%	

Das relativ hohe Si/Al-Verhältnis (1,5) ist der Anwesenheit von Tonmineralien der Illit-Gruppe zuzuschreiben (bei Röntgenaufnahme schwache 10Å-Linie), das tiefe Si/Al+Fe-Verhältnis (0,5) ist indessen typisch für Chlorit.

Zusammenfassung der Ergebnisse:

Der «Chamosit» im Eisenoolith der Erzegg besteht nach Röntgenaufnahmen aus zwei Mineralien mit verschiedener Struktur, die miteinander submikroskopisch verwachsen sind: 7Å-Typ (=Ferrokaolin) und 14Å-Typ (=Ferrochlorit). Für Anwesenheit von Vertretern der Montmorillonit-Gruppe fehlen sowohl röntgenographische Anzeichen wie chemische Hinweise (hohe Si/Al-Verhältnisse).

Aus dem Auftreten der beiden Strukturtypen (14Å-Typ in sicher alpin entstandenen Kluftfüllungen und im Eisenoolith an stärker beanspruchten Stellen; 7Å-Typ vorwiegend an tektonisch weniger mitgenommenen Positionen wie z.B. in dünnen Sekundärbändern, eingebettet in Mergelschiefer, oder in der kompakten Hauptbank), kann geschlossen werden, dass der 7Å-Typ diagenetisch gebildet worden ist, der 14Å-Typ aber den Einflüssen der alpinen Dislokationsmetamorphose seine Entstehung verdankt.

Zu ähnlichen Ergebnissen kam auch DELALOYE (1965) auf Grund seiner vergleichenden Untersuchungen verschieden metamorpher Chamositvorkommen.

c) Calcit

Calcit enthält zu mindestens 90 Mol.‰ CaCO_3 . Grössere Anteile von FeCO_3 und MgCO_3 kommen in der Gruppe der Ankerite und Dolomite vor.

Auftreten

Calcit tritt im Eisenoolith in den drei folgenden Formen häufig auf:

- detritisch als Aufbaumaterial der Echinodermentrümmern
- als Grundmasse ($\pm$ umkristallisiert) von verschiedenen Oolithen
- als Kluftfüllung von spätdiagenetisch oder alpin entstandenen Adern und Spalten

Echinodermentrümmern bestehen nach Farbtest aus reinem Calcit, sind meist leicht bräunlich durchstäubt und zeigen oft mit Eisenhydroxyd oder Chamosit gefüllte Poren. Ganz selten treten neben Echinodermen auch Muschelschalen und Brachiopodenreste als Calciträger in Erscheinung. *Aragonit* konnte nie festgestellt werden (Farbtests).

Reine, calcitische Grundmasse ist in Eisenoolithen der silikatischen Facies verbreitet. Der Calcit bildet dabei Säume um die Ooide und füllt Zwickel mit grossen Späten aus (vgl. Schliffbild, Fig. 33). Einen wesentlichen Bestandteil macht er in den Spatkalken aus, wo die Späte wie die filzige Grundmasse aus Calcit bestehen. Daneben sind detritischer Quarz, Eisenhydroxydschlieren, Pyrit und detritischer Siderit unter dem Mikroskop erkennbar. In dunklen Mergelkalken kann neben etwas Ton, organischem Pigment und grossen Pyritkristallen kryptokristalliner Calcit als fast alleiniger Bestandteil des Gesteins farbtechnisch nachgewiesen werden.

In seltenen Fällen verdrängt Calcit den Chamosit aus den Ooiden, vgl. Seite 113.

Eindeutige Unterscheidung Calcit/Dolomit+Ankerit ist entweder durch Färbmethoden (HÜGI, 1945) oder durch Pulveraufnahmen möglich. Farbteste versagen leicht, wenn es darum geht, feinste Zwickelfüllungen von Karbonat in Oolithen näher zu identifizieren. Hier kann nur die Röntgenaufnahme weiterhelfen.

Eine seltene Varietät des Calcites (erhöhter Fe-Gehalt) kann in einigen Klüften im Eisenoolith der Erzegg beobachtet werden. Die gleiche Kluftfüllung, die schon den grobkristallinen Chamosit geliefert hat, enthält daneben auch Karbonate und Quarz. Der Aufbau der Kluft ist spiegelbildlich zonar und zwar von aussen nach innen:

Quarz
Chamosit
grünes Karbonat
gelbes Karbonat
weisses Karbonat

Stellenweise fehlt die Karbonatfüllung und mit Chlorit überzogene Quarze erreichen mehrere Zentimeter Länge.

T a b e l l e 7 gibt die chemischen Daten der Karbonate dieser Kluftfüllung.

	grünes Karbonat	gelbes Karbonat	weisses Karbonat	chemisch reines CaCO ₃
SiO ₂	2,0 ‰			
Al ₂ O ₃	0,6 ‰			
FeO	13,6 ‰	Spur		
MgO	1,8 ‰	0,7 ‰	Spur	
CaO	38,8 ‰	55,4 ‰	55,6 ‰	56,04 ‰
H ₂ O	4,5 ‰			
CO ₂	38,4 ‰	44,2 ‰	43,6 ‰	43,96 ‰
	99,7 ‰	100,3 ‰	99,2 ‰	100,00 ‰

Tabelle 7. Chemische Daten (Gew.‰) einiger Karbonate (Anal. B.T.)

Nach Schliff- und Röntgenbefund ist Eisensilikat in grösserer Menge im grünen Karbonat vorhanden und zwar längs Spaltflächen und in Form von winzigen Einschlüssen.

Röntgenographische Untersuchung des oben erwähnten, grünen Karbonates ergab, dass es sich um Calcit handeln muss.

Chemisch gesehen sind die beiden hellen Karbonate praktisch reine Calcite. Das grüne Karbonat hingegen enthält auch nach Abzug der silikatischen Verunreinigung noch relativ viel FeO. Eine vereinfachte Berechnung des Chamosites als verunreinigendes Mineral zeigt, dass höchstens 4‰ FeO silikatisch gebunden werden können. Die restlichen 9,6‰ müssen demnach im Karbonatgitter eingebaut sein, und zwar in Form eines Ferro-Calcites. Eine Berechnung anhand des CO₂-Gehaltes nach Analyse ergibt ein ähnliches Bild: CaO, MgO und 10‰ FeO können karbonatisch gebunden werden.

Nach Untersuchungen von ROSENBERG & HARKER (1956) und nach GOLDSMITH (1959) besteht zwischen FeCO₃ und CaCO₃ bei tiefen Temperaturen fast vollständige Nichtmischbarkeit. Indessen sind aus der Literatur sogenannte Ferro-Calcite mit 10 — 12 Mol‰ FeCO₃ bekannt. Mittels Farbttest (Alizarin S) konnten dann zwei Karbonate festgestellt werden, die durch Uebergänge miteinander verbunden sind: eines, auf Alizarin S ansprechend, mit Lichtbrechung um 1,68 (= max. gemessener Wert), ein zweites, mit Alizarin nicht färbbares, mit Lichtbrechung um 1,72 (= max. gemessener Wert). Die Verteilung der beiden Komponenten ist fleckig, wolkig, das Verhältnis etwa 5 : 1.

Das grüne, eisenreiche Karbonat besteht somit aus einem Ferro-Calcit, verunreinigt durch wolkenartigen Ankerit.

d) Tonmineralien

Definition:

Mit T o n wird im folgenden jenes im Dünnschliff auch mit stärkster Vergrößerung nicht weiter trennbares Mineralgemisch bezeichnet, das neben den verschiedenen Tonmineralien, Calcit, Siderit, Quarz, Feldspat und Chamosit enthalten kann. Im gleichen Sinne wird daneben auch p e l i - t i s c h verwendet.

Auftreten

Ton tritt im Eisenoolith als Grundmasse oder Bestandteil der Grundmasse auf. Untergeordnet bildet er daneben in einzelnen, dünnen Eisenoolithbänken eigentliche Tongerölle (umgelagertes Sediment).

Die Farbtöne wechseln von hellgrau bis grünlich, je nach Gehalt an Calcit oder Chamosit. Die Struktur ist feinkörnig, filzig, lagig, schlierig, einzelne Mineralien sind nicht erkennbar.

Chemisch gesehen wechseln vor allem die Fe- und Ca-Gehalte, während Si, Al und H_2O in Tonen verschiedener Herkunft praktisch gleich bleiben. Nachstehend zwei Beispiele:

Pelitische Grundmasse von Chamosit-ooiden (Ooide abgetrennt)			Pelitische Zwischenlage im Eisenoolith (Tonschiefer)	
SiO ₂	53,2 %	(Gew.%)	42,1 %	(Gew.%)
Al ₂ O ₃	6,3 %		8,6 %	
Fe ₂ O ₃	8,3 %		Spur	
FeO	18,7 %		5,2 %	
MgO	3,3 %		1,8 %	
CaO	0,8 %		21,0 %	
H ₂ O	7,4 %		8,4 %	
CO ₂	1,1 %		16,2 %	Anal. B.T.
99,1 %			101,3 %	

Tabelle 8. Chemische Zusammensetzung verschiedener Tongrundmassen.

Durch die Diagenese und vor allem durch die alpine Dislokation wurde der Pelitanteil in den Gesteinen stark verfestigt und mechanische Trennungs- und Schlämmversuche ergaben nicht die gewünschten Resultate. Aus diesem Grunde wurde auf weitere Tonmineraluntersuchung verzichtet.

e) Haematit

Haematit tritt im Eisenoolith als Baumaterial der Ooide wie Bestandteil der Matrix in Erscheinung. Erkenntlich ist er im Dünnschliff an der rot durchscheinenden Farbe und im Anschliff an den intensiven, roten Innenreflexen. Am besten aber lässt er sich mittels Röntgendiagramm ermitteln.

Haematit ist im Eisenoolith an die eisenreichsten Partien des Erzes gebunden. Meist tritt er zusammen mit karbonatischer Grundmasse auf, in silikatischen Oolithen ist er selten.

Haematit kann in Sedimenten auf zwei Arten entstehen:

1. Direkte Bildung von $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ durch Alterung von Eisen-(III)-Hydroxyd-Gelen. Bei diesem Vorgang spielen die anwesenden Ionen im Meerwasser (Ca^{2+} , Mg^{2+} , CO_3^{2-}) und der pH-Wert die entscheidende Rolle, ob Goethit, Haematit oder Goethit + Haematit entstehen (SCHELLMANN, 1959).
2. Diagenetische Bildung von Haematit durch Entwässerung von Goethit bei hohen pH-Werten, erhöhter Temperatur oder erhöhtem Druck (z.B. bei grosser Ueberlagerung).

Haematitknollen als Fremdeinschlüsse in reinen Chamositoolithen konnten im Erzlager der Planplatte beobachtet werden. Dabei ist der Haematit mit Magnetit vermischt (Röntgenbefund). Als wichtige Tatsache ist zu erwähnen, dass rings um die Knollen die silikatischen Ooide zu Goethit oxydiert sind. Der Chamosit als Einbettungsmittel der Knolle wirkte also als Reduktionsmittel bei der Magnetitbildung.

Was die chemischen Daten des Haematites in den Ooiden anbelangt, sei auf die Analysenwerte in Abschnitt 5.3.a) verwiesen (Abschnitt Eisenhydroxyde).

f) Magnetit

Magnetit tritt nur in Ooiden als wesentlicher Bestandteil in Erscheinung. In silikatischen Oolithen ist er dabei zu Oktaedern auskristallisiert und an dieser Kristallform leicht erkenntlich, während er in oxydischen Oolithen mit Haematit ein körniges Aggregat aufbaut, in den Dünnschliffen vom Haematit nicht zu trennen ist, aber in Anschliffen und besonders röntgenographisch eindeutig nachgewiesen werden kann.

DEVERIN (1945) betrachtet die Magnetitbildung als alpin-dislokationsbedingt (Zerfall des Chamosites zu Quarz, Dolomit und Magnetit). Indessen kommt der Magnetit auch in völlig ungestörten Eisenerzen in Deutschland vor (THIENHAUS, 1960) und muss dort als Produkt der Diagenese angesehen werden. Nach Untersuchungen von KRUMBEIN & GARRELS (1952), GARRELS (1960), sind zur Bildung von Magnetit während der Diagenese sehr hohe pH-Werte erforderlich. Ausserdem bildet sich Magnetit an Stelle von Haematit bei sehr hohem Ueberlagerungsdruck, z.B. in Zentren von Senkungströgen (vgl. THIENHAUS, 1960) oder in Zonen erhöhten Druckes infolge tektonischer Vorgänge (BUBENICEK, 1961, S. 185). Das Spinellgitter des Magnetites mit hoher Packungsdichte ist bei grösserem Druck stabiler als das lockere Schichtgitter des Haematites.

Die Magnetitbildung im Eisenoolith der Erzegg muss der Diagenese zugeschrieben werden. Genügend grosser Ueberlagerungsdruck war zweifellos vorhanden, vgl. die Mächtigkeiten des Malm (400 m), der Kreide (800 m) und des Tertiär (? 1000 m). Es ist aber wahrscheinlich, dass die alpine Dislokationsmetamorphose mit neuerlicher, anders gerichteter Druckeinwirkung die auffällige Umkristallisation des Magnetites zu Oktaedern bewirkt hat.

g) Siderit

Siderit ist in den Oolithen der Erzegg eher selten, und lange nicht so verbreitet wie auf Grund von Schliffbeschreibungen und Auswertungen von Analysen älterer Autoren anzunehmen wäre. Vor allem tritt Siderit kaum als Grundmasse von Oxyd-Oolithen auf.

Als detritische Komponente ist Siderit Eisenträger in den Spatkalken, die den Oolith seitlich vertreten. In reinen, oolithischen Gesteinen (sowohl oxydisch wie silikatisch) ist Siderit in typischer «Reiskorn»-Ausbildung sehr häufig, wobei die Korngrössen von 1 mm — 0,001 mm wechseln können. Siderit scheint dabei eine der letzten diagenetischen oder sogar nachdiagenetischen Bildungen zu sein: Verdrängungsstrukturen in Ooiden der silikatischen Facies und Umkristallisation zu Rhomboedern in oxydischen Ooiden lassen darauf schliessen.

In grösserer Menge konnte das Mineral in breccienartigen Bänken unter der Erzegg entdeckt werden. Siderit bildet zusammen mit Phosphorit, Pyrit und Calcit neben einigen dünnen, chamositischen Schlieren ein zähes Gestein ohne Ooide (siehe auch Fig. 20 auf Seite 97).

Im Dünnschliff fällt die konkretionäre Struktur dieser Gesteine auf: helle, kryptokristalline, gallertenartige Knollen bestehen nach Analyse und Röntgenbefund aus Siderit, vermischt mit feinstem Quarzsand und etwas Calcit. Schwarze, feinkörnige Knollen sind aus Phosphorit und etwas Quarz aufgebaut. Daneben kommen hellgrüne, silikatische Schlieren, vereinzelte Chamositooide und als nur hier beobachtete Erscheinung, Kalkooide vor. Diese letzteren zeigen eindeutige Verdrängung des Chamosites durch Calcit. Zwischen den Knollen und in Adern konnte mit Farbtest Calcit nachgewiesen werden. Als jüngste Bildungen treten an beliebiger Stelle grosse Pyritwürfel auf.

Nachfolgend die chemischen Daten einer Sideritkonkretion, die nach röntgenographischer Untersuchung aus Siderit, Ankerit, Calcit und Quarz besteht:

SiO ₂	9,3 %	(Gew.%)
Fe ₂ O ₃	2,0 %	
FeO	31,6 %	
MgO	4,3 %	
CaO	15,6 %	
MnO	0,6 %	
H ₂ O	2,9 %	
CO ₂	31,9 %	
	98,2 %	Anal. B.T.

Der kryptokristalline Aufbau der Knollen erlaubt keine Trennung in einzelne Minerale. Ebenso ist die Verteilung der Elemente Fe, Ca und Mg in den Karbonaten nicht bekannt. Aus diesem Grunde ist eine Umrechnung obiger Analysendaten in Minerale nicht möglich.

Auf die Entstehung des Gesteins wird später zurückzukommen sein (vgl. Seite 97).

h) Ankerit und Dolomit

Ankerit entsteht durch teilweisen Ersatz des Mg im Doppelkarbonat (Mg, Ca) (CO₃)₂ = Dolomit durch Fe²⁺.

Ein idealer Ankerit würde also aus

25 Mol.%	FeCO ₃
25 Mol.%	MgCO ₃
50 Mol.%	CaCO ₃

bestehen mit der Formel:



Natürliche Ankerite entsprechen nur in den allerwenigsten Fällen obiger Zusammensetzung. Uebergänge zu den Ferro-Dolomiten sind fliessend und daher bei röntgenographischen Auswertungen Dolomit und Ankerit höchstens anhand von geringen Intensitätsdifferenzen unterscheidbar.

Pulveraufnahmen von Karbonatgrundmasse in oxydischen Oolithen der Erzegg zeigen stets Ankerit/Dolomit-Linien, nicht jedoch Siderit-Linien. Tabelle 9 gibt die d-Werte einer abgetrennten, reinen, karbonatischen Grundmasse aus einem oxydischen Oolith. Zum Vergleich sind die d-Werte eines Ankerites, vom Dolomit, Siderit und Calcit aus BROWN (1961) angegeben.

1		2		3		4		5		hkl (hex.)
d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	
4,18	10			4,025	3					101
3,76	10	3,704	3	3,690	5	3,59	25	3,86	12	102
2,93	100	2,899	100	2,886	100	2,79	100	3,035	100	104
2,70	5	2,685	3	2,670	10	2,562	2	2,845	3	006
2,53	2	2,552	2	2,540	8					105
2,43	10	2,411	3	2,405	10	2,344	15	2,495	14	110
2,21	20	2,199	6	2,192	30	2,132	20	2,285	18	113
		2,067	1	2,066	5	1,962	15			201
2,041	10	2,020	3	2,015	15			2,095	18	202
1,868	5	1,852	1	1,848	5	1,794	10	1,927	5	204
1,829	10	1,812	6	1,804	20	1,736	20	1,913	17	108
1,805	15	1,792	6	1,786	30	1,730	20	1,875	17	116
				1,781						009
		1,569	1	1,567	8			1,626	4	211
						1,526	5			121
1,557	5	1,548	2	1,545	10	1,504	10	1,604	8	212
		1,501	1	1,496	2	1,438	3	1,587	2	1,0,10
1,479	2	1,468	2	1,465	5	1,425	5	1,525	5	214
		1,449	3	1,445	4	1,395	5	1,518	4	208
		1,436	1	1,431	10	1,381	5	1,510	3	119
		1,416		1,413	4	1,373	3	1,473	2	215

1: Ankerit-Grundmasse aus oxydischem Eisenoolith (Balmeregghorn)
2: Diffractometerwerte für Ankerit (Mg_{0,312}, Ca_{0,511}, Fe_{0,166}, Mn_{0,011}, CO₃)
3: Diffractometerwerte für Dolomit (Mg_{0,483}, Ca_{0,514}, Fe_{0,003}, CO₃)
4: Siderit
5: Diffractometerwerte für Calcit (X.D.P.F. card, 5-0586)
Daten für 2, 3, 4, 5 aus BROWN (1961)

Tabelle 9. d-Werte einiger Karbonate.

Die Gitteraufweitung des untersuchten Ankerites gegenüber Dolomit (vgl. Tabelle 9) ist auf den Einbau von Fe²⁺ an Stelle des Mg zurückzuführen. STALDER (1964) vermutet ausserdem Ca²⁺-Einbau auf Mg-Plätzen, um grössere Aufweitungen des Gitters zu erklären. Ca²⁺ hat um 50% grösseren Ionenradius als Mg²⁺.

Gegen diese Annahme spricht in unserem Falle die hohe Lichtbrechung des untersuchten Materials.

Im Schliff weist diese Grundmasse eine Lichtbrechung um 1,75 (= max. gemessener Wert) auf. Der Ankerit ist demnach eisenreich und magnesiumarm und Verwechslung mit Siderit optisch leicht möglich.

Farbteste nach HÜGI (1945), FRIEDMAN (1959) und WARNE (1962) ergaben durchwegs unbefriedigende Resultate. Einerseits sind die Grundmasseanteile des Karbonates zu klein (Zwickelfüllung), um im Schliffbild eindeutige Resultate zu liefern, andererseits ist es unmöglich, reine Grundmasse in genügender Menge zu erhalten, um Pulverpräparate zu färben.

Versuche mit eigens entwickelter Färbtechnik (ansprechend auf Fe²⁺) schlugen fehl, da bei leichtester Aetzung die benachbarten Haematit-Magnetit-Ooide in den Oolithen ebenso Fe²⁺-Ionen freisetzen wie das Karbonat der Grundmasse.

i) Quarz

Quarz ist vor allem in oxydischen Oolithen als detritische Komponente bis zu 5% enthalten. Die runden, meist korrodierten Körner weisen ähnliche Durchmesser auf wie die Ooide (0,8 — 1,2 mm). Detritischer Quarz fehlt hingegen in reinen Chamositoolithen, entweder weil er bei der Diagenese vollständig aufgelöst wurde, oder aber primär nicht abgelagert worden war. Sehr selten können Quarzkörner als Ooidkerne angetroffen werden.

Röntgenographisch ist Quarz in zahlreichen kryptokristallinen Aggregaten wie Ton, Phosphorit und Siderit nachweisbar. Die Korngrösse ist dabei extrem klein und unter dem Auflösungsvermögen selbst stärkster Mikroskopobjektive.

k) Phosphorit

Phosphorit ist ein kryptokristallines Gemisch von Ca-Phosphat, Quarz, Calcit und Eisensilikat. Stets tritt er als Knollen oder nieriige Konkretionen auf.

Genese:

Nach GARRELS (1960) enthalten basische, O₂-freie Bodenwasserschichten relativ viel Phosphat gelöst. Bei Kontakt mit oxydierenden Wässern (z.B. bei Strömungseinbruch) fällt Ca-Phosphat colloidal aus (= Collophan) wird z.T. später bei der Diagenese aber kristallin (die untersuchten Phosphoritknollen ergaben z.B. starke Röntgenreflexe).

WERNER (1959) nimmt den gleichen Vorgang für Phosphatknollenbildung durch Kontakt basischer Porenwässer mit oxydierendem Meerwasser an. Das Phosphat im Meerwasser kann aus verschiedenen Quellen stammen:

- Auflösung von detritischem Apatit bei hohem pH des Meerwassers
- Submarine Exhalationen
- Mobilisation von detritischem, organischem Phosphat (z.B. Auflösung von Koprolithen, Fischeskeletten, Schalen von Brachiopoden, Gastropoden usw.).

Sämtliche Phosphatknollen in den Mergeln der Erzegg-Serie lassen sich mit oben erwähnten Entstehungsarten in Einklang bringen. Die Ausbildung in Lagen spricht jedoch für eine zusätzliche Anreicherung durch Umlagerung und Verschwemmung (vgl. Fig. 19).

Alle untersuchten Eisenooolithe enthalten etwas P₂O₅, meist unter 0,5%, in einigen Fällen jedoch bis über 3% (vgl. Tafel II).

Geringe Gehalte an Phosphor sind in den Ooiden gebunden (nach SCHNEIDERHÖHN, 1964 u.a. als Al-Phosphat?), hohe Gehalte hingegen stets auf Vorhandensein von Phosphoritknollen zurückzuführen. Im Handstück wie im Schliff sind diese schwarzen, kryptokristallinen Knollen leicht erkenntlich. Pulveraufnahmen ergaben sehr starke Apatit-Interferenzen neben solchen von Quarz, Chlorit und Calcit.

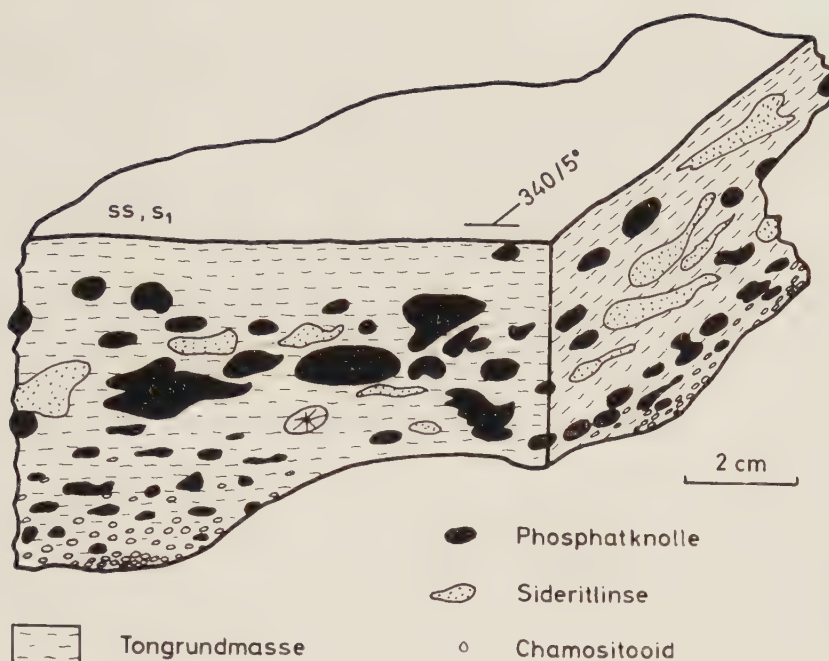


Fig. 19. Phosphatknohlenlage an der Obergrenze einer Eisenoolithbank.
Fundort: Erzegg-SE-Wand.

Chemische Analyse einer dichten Phosphoritknolle:

SiO ₂	25,5 %	(Gew.%)
FeO	2,9 %	
MgO	2,2 %	
CaO	36,1 %	
P ₂ O ₅	24,7 %	
K ₂ O	0,7 %	
Na ₂ O	1,0 %	
H ₂ O	3,7 %	
CO ₂	3,8 %	Anal. B.T.
	100,6 %	

Nach der Analyse ist der Phosphor im wesentlichen als Ca-Phosphat gebunden (ca. 32% CaO können mit P₂O₅ verrechnet werden). Die Knolle selber ist ein Aggregat von Phosphat (ca. 50%), feinstem Quarzsand und etwas Chlorit und Calcit.

Auftreten der Knollen: verstreut in den Oxyd-Oolithen (Durchmesser 2 — 3 mm) zu Lagen verschwemmt, an einzelnen Stellen im Dach von Sekundärbändern des Eisenoolithes (vgl. Fig. 19). Die Durchmesser können hier bis 2 cm betragen, oft entpuppen sich Knollen dabei als mumifizierte Ammoniten. In silikatischen Oolithen konnte optisch nie Phosphorit nachgewiesen werden. Wahrscheinlich wurden eventuell vorhandene Knollen während der Diagenese aufgelöst und der Phosphor in das Silikatgitter eingebaut. Silikatische Oolithe enthalten im Durchschnitt 0,5 — 0,8% P₂O₅.

l) Pyrit

Pyrit als körniges Aggregat oder in Form wohlgebildeter Würfel bis 0,5 cm Durchmesser kann an beliebiger Stelle im Eisenoolith auftreten. Immerhin sind folgende Tatsachen charakteristisch:

- Pyrit fehlt in reinen, chamositischen Erzen.
- Tonige Grundmasse in Oolithen führt fast immer feinkörnigen Pyrit.
- Vorkommen von FeS_2 in der oxydischen Facies sind häufig, dabei ist jedoch das Mineral stets in Tongeröllen oder tonigen Linsen ausgebildet.
- Pyrit ist stets mit Siderit zusammen anzutreffen.

Pyrit ist als letztes Mineral der Diagenese oder nachdiagenetisch gebildet worden. Er kümmert sich nicht um Strukturen, die Würfel ragen z.B. in Ooide hinein oder Grundmasseanteile sind in grösseren Körnern eingeschlossen. Das Auftreten zusammen mit Ton ist bezeichnend: die organische Beimengung in der Tonmasse hat den Schwefel und das reduzierende Milieu neben dem nötigen, relativ hohen pH-Wert (NH_3 !) zur Bildung des Minerals bei der Diagenese geliefert ($\text{Me} + \text{H}_2\text{S} \longrightarrow \text{MeS}$).

Gesamthaft betrachtet fällt der Pyritanteil im Eisenoolith mengenmässig kaum ins Gewicht. Als unerwünschte Beimengung für die Eisengewinnung hat er aber bei allen bisherigen Bearbeitern der Erzschiefer Beachtung gefunden.

m) Stilpnomelan

Röntgenographisch wurde Stilpnomelan als wesentliches Eisenmineral in mehreren dünnen Sekundärbändern über dem Eisenoolith entdeckt. Eine gute, zugängliche Fundstelle hat die Koord. 665.330/178.940/2178 m (Profil F, Probe F₂₀, F₂₂).

Stilpnomelan ist in den Alpen Anzeiger geringster Metamorphose (NIGGLI, 1960). In Eisenerzen ist jedoch diagenetische Entstehung nicht auszuschliessen.

Im Schliff ist Stilpnomelan feinkörnig und filzähnlich, oliv bis gelbgrün und trotz seiner wesentlich höheren Doppelbrechung von Chamosit kaum zu unterscheiden. Die innige Verwachsung der beiden Eisenminerale erschwert die Erkennung ausserordentlich und er kann leicht übersehen werden.

Nach Intensitätswerten im Pulverdiagramm bestehen die grünen, zähen, fast ooidfreien Gesteine zum grössten Teil aus dem 12Å-Silikat Stilpnomelan; daneben sind Chamosit (14Å-Typ), etwas Siderit und Calcit vorhanden.

n) Übrige Mineralien

Muskovit:

Optisch können vereinzelte, helle Glimmerblättchen bis 0,2 mm Durchmesser in zahlreichen Schliffen beobachtet werden. Der Glimmer ist stets detritischen Ursprunges.

Schwerermineralien:

Sehr selten konnten Zirkon, Titanit und ?Rutil als Ooidkerne in haematitischen Oolithen festgestellt werden.

5.4. Die Gesteine der Eisenoolith-Gruppe

5.4.1. BEGLEITGESTEINE

Wie schon in der Einleitung dargelegt wurde, umfasst die Eisenoolith-Gruppe der Erzegg-Serie sehr verschiedenartige Gesteine, die einander seitlich vertreten und durch Uebergänge miteinander verbunden sind. Neben den eigentlichen Oolithen werden im folgenden diese Begleitgesteine näher beschrieben.

a) Spatkalke

An verschiedenen Stellen stehen im Dach der Eisenoolith-Gruppe dichte, bläuliche Kalke an, die ganz ähnlichen Habitus aufweisen wie die Echinodermenbreccien in der Hochstollen-Serie. Charakteristisch ist der Geruch nach SO_2 beim Abschlagen des frischen Gesteins. An einigen Stellen, vor allem im Gebiet der Planplatte, verdrängen diese Spatkalke den eigentlichen Eisenoolith fast völlig (vgl. Fig. 17, Profilserie).

Die intensiv rote Ueberkrustung in verwitterten Partien liess auf relativ hohen Eisengehalt schliessen. Chemische Analysen ergaben denn auch durchwegs FeO-Werte von 12 — 18%. Das Eisen ist zum grössten Teil als Pyrit gebunden, in kleinerem Masse wurden jedoch im Schliff hochlichtbrechende, karbonatische Körner festgestellt, die sich röntgenographisch als Siderit zu erkennen gaben. Dieser Siderit ist sicher detritisch.

Eine Analyse des «stinkenden» Spatkalkes von 3 m Mächtigkeit am Planplattenweg (Koord. 663.280/177.380/2210 m) ergab folgende Werte:

SiO_2	6,0 %	(Gew.%)
Al_2O_3	0,8 %	
Fe_2O_3	3,8 %	
FeO	18,7 %	
MnO	0,2 %	
MgO	3,7 %	
CaO	28,2 %	
H_2O	4,5 %	
CO_2	32,4 %	Anal. B.T.
98,9 %		

S qualitativ nachgewiesen, quantitativ nicht bestimmt.

Etwas quarzreicher (ca. 20% SiO_2) sind ähnliche Kalke im Dach der Oolith-Gruppe bei der Erzegg («Calcaire bleu» früherer Bearbeiter).

Der Spatkalk stellt somit das «kalkige Aequivalent» des Eisenoolithes dar, in dem statt Ooide karbonatischer Detritus zur Ablagerung kam.

b) Pyritmergelkalke

Diese Vertreter des Eisenoolithes stellen das küstenfernste Sediment der Gruppe dar. Wahrscheinlich entsprechen sie nicht der ganzen Eisenoolith-Gruppe, sondern nur den Sekundärbändern im Dach. Leider sind die Zusammenhänge nicht mehr direkt verfolgbar (vgl. auch Fig. 17, Profilserie).

Das ausserordentlich harte Gestein tritt in dünnen Bänken (8 — 20 cm) am Fusse des Melchseestöckli zu Tage (Koord. 664.900/179.200/2050 m). Auffallend ist die dunkle Farbe und der Pyritgehalt. Das Schliffbild zeigt kryptokristalline, dunkle Karbonatgrundmasse, feinsten Quarzsand und verstreute Pyritwürfel. Verschwommene Strukturen in der Grundmasse lassen vermuten, dass das Gestein infolge Auflösung von Fossiltrümmern und feinkörniger Auskristallisation sein heutiges Aussehen erhalten hat.

c) Phosphatgesteine

In dünnen Lagen können an der Obergrenze von Sekundärbändern des Eisenoolithes Gesteine beobachtet werden, die im wesentlichen aus Phosphatknollen aufgebaut sind. Ueber die Zusammensetzung der Knollen selber, wurde schon im Abschnitt 5.3. k) (Phosphorit) das Wichtigste gesagt (vgl. auch Fig. 19).

Aehnliche Bildungen im Dach von Eisenoolithen beschreibt WERNER (1959) aus der Gegend von Geislingen (Ostwürttemberg). Nach diesem Autor entsteht eine Knollenlage durch Aufarbeitung von oben her und gleichzeitiger Konkretionsbildung durch Wanderung von beladenen Porenwässern von unten nach oben. Die Konkretionen reichern sich auf diese Weise an der Oberfläche z.B. einer Eisenoolith-Bank an. Diese Erklärung kann gut für die Knollengesteine im Eisenoolith der Erzegg herangezogen werden. Die durchwegs gut gerundeten, glatten Formen lassen jedoch auf zusätzliche Verschwemmung schliessen. Auch scheint eine Sortierung stattgefunden zu haben, indem Knollen einer Lage stets ähnliche Durchmesser aufweisen, während die mittlere Grösse von Lage zu Lage sehr verschieden ist (vgl. Fig. 19). Phosphorit-Gerölle zusammen mit Ooiden weisen einen kaum grösseren Durchmesser als diese auf (1,8 — 2,0 mm).

d) Schiefer mit Chlorit

Diese Gesteine bilden die Unterlage der Hauptoolithbank in der Erzegg-Ostwand (vgl. Fig. 17). Sonst konnten nirgends ähnliche Bildungen festgestellt werden. Die chloritführenden Schiefer stellen eine Art Mittelding zwischen den glimmerreichen Sandmergelschiefern im Liegenden des Oolithes und der Hauptoolithbank selber dar.

Das Gestein ist im Handstück schlierig, gelb, braun und grün gesprenkelt, von Karbonatadern durchzogen. Im Dünnschliff ist eine feinkörnige, chloritische Grundmasse zu erkennen, daneben braune Echinodermenplättchen. In Lagen kommen eckige, stark korrodierte Quarzkörner vor. Das Ganze macht den Eindruck einer sandigen, stark eisenschüssigen Echinodermenbreccie, die bei der Diagenese ihr Eisenhydroxyd zur Bildung von Chlorit hergegeben hat. Dabei wurde die ursprüngliche Karbonatgrundmasse weitgehend aufgelöst.

Die primären Bildungsbedingungen des vordiagenetischen Sedimentes sind unklar. Es ist möglich, dass hier der Ueberrest einer stark eisenschüs-

sigen Kondensationsschicht vorliegt, die entweder nur an dieser Stelle gebildet wurde, oder aber unter dem übrigen Eisenoolith abgetragen worden ist, bevor der Oolith selber zur Ablagerung kam.

e) Mergelschiefer

Mergelschiefer als Einschaltungen im Eisenoolith unterscheiden sich nicht von den gewöhnlichen, grauen Mergelschiefern, die die ganze Erzegg-Serie aufbauen. Sie werden hier nur erwähnt, weil sie oft Ooide führen und zu den tonigen Eisenoolithen überleiten.

f) Sideritknollengesteine

Das einzige Vorkommen dieser merkwürdigen Gesteine ist in der Erzegg-Ostwand eine ca. 1,5 m mächtige, seitlich aussetzende Bank von ungefähr 100 m Länge.

Zum Chemismus vgl. Abschnitt 5.3. g).

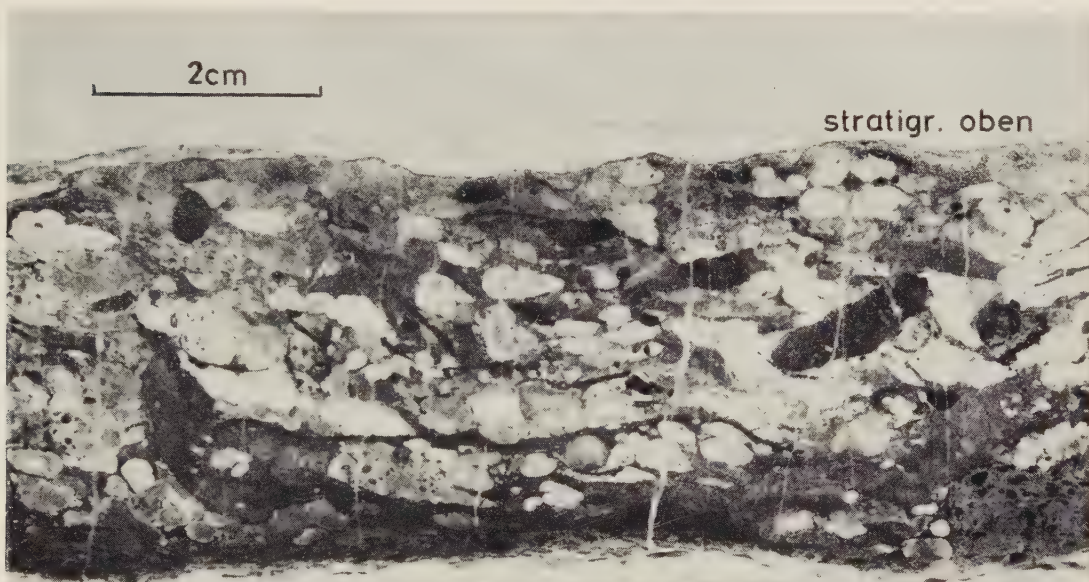


Fig. 20. Sideritknollenbank an der Obergrenze eines Eisenoolithbandes.

Fundort: Erzegg-SE-Wand. Anschliffphoto.

Schwarz: Phosphatknollen Weiss: Sideritkonkretionen, z.T. mit eingeschlossenen Ooiden Grau: Tonige Grundmasse

Der Siderit bildet traubige, nierige Konkretionen, innig vermischt mit Quarzsand und etwas Chlorit (vgl. Fig. 20). Die Paragenese zusammen mit Phosphatknollen ist bezeichnend: durch aufsteigende Porenwässer wurde nicht nur Ca-Phosphat an Kontakt mit Meerwasser als Konkretion ausgeschieden, auch Eisenkarbonat kam in mehr oder weniger zusammenhängenden Lagen zur Ausfällung. Eingeschlossen sind einzelne Ooide und feinsten Quarzsand. Der Eisenoolith im Liegenden der Sideritlage ist fast ausschliesslich silikatisch und relativ eisenarm (20 — 25% Fe). Eine Wanderung von eisenreichen Porenlösungen nach oben und Ausscheidung als Fe-Karbonat ist gut möglich. Die Quelle des Porenwassers ist dabei in der liegenden Tonmasse während der Frühdiagenese (Entwässerung) zu suchen.

5.4.2. DIE EISENOOLITHE s. str.

a) Beziehungen zwischen Grundmasse und Ooiden

Sowohl Ooide wie Grundmasse in einem Eisenoolith können aus verschiedenen chemischen oder mineralogischen Komponenten aufgebaut sein. Eine übersichtliche Darstellung der theoretisch möglichen und der wirklich auftretenden Gesteinstypen gibt BRAUN (1964).

Fig. 21 stellt in ähnlicher Art die auftretenden Typen von Eisenoolith der Erzegg als Kombination der Ooide zur Grundmasse dar.

b) Die Grundmasse

Genese:

Die starke Diagenese im Eisenoolith verhindert eine eindeutige Entscheidung, ob die beobachteten Grundmassen allochthoner oder autochthoner Entstehung seien.

Detritischer Herkunft ist ohne Zweifel die Tongrundmasse, wenn auch diagenetische Neubildung von Tonmineralien sicher stattgefunden hat. Die karbonatische Matrix kann primär durch Kalkfällung wie sekundär durch Auflösung von Kalkdetritus und Auskristallisation in feinkörniger oder spätiger Form erklärt werden. Chamositische Grundmasse kann ebenfalls primär direkt aus dem Wasser ausgeschieden werden (Theorie von TAYLOR, 1949; BORCHERT, 1952; BRAUN, 1964), ist aber ebenso häufig als Produkt der Diagenese erklärt worden (CORRENS, 1947; HARDER 1951, 1957; GEBERT, 1964). Die erkennbaren Fakten in Schliffen aus den Oolithen der Erzegg gestatten zu diesen Theorien keine eindeutige Stellungnahme. Nur in Sekundärbändern scheint Chamosit als direktes Präcipitat vorzuliegen und frühdiagenetisch zu Ooiden umgelagert worden zu sein. Strukturen in Chamositoiden der Hauptbank hingegen (z.B. Schwundrisse, Aufblätterung der Ooidschalen, Ooidbruchstücke, die wieder umwachsen sind) sind eigentlich charakteristisch für Goethitooide und lassen vermuten, dass der Chamosit dieser Ooide diagenetisch aus Goethit gebildet worden ist (vgl. Seite 112).

c) Nicht ooidische, detritische Komponenten

Der Eisenoolith führt neben Ooiden andere Komponenten detritischen Ursprunges:

- häufig — Quarzkörner (bis 5%) in der Grösse der Ooide
- Falsche Ooide (auch Pseudooide genannt, vgl. FLÜGEL & KIRCHMAYER, 1962), d.h. Kügelchen aus Eisenhydroxyd oder Chamosit aber ohne konzentrische Struktur, wahrscheinlich Produkte einer Umlagerung
- Tongerölle, oft mit eingeschlossenen Ooiden, sichere Anzeiger einer Umlagerung (vgl. Fig. 35)
- Phosphoritknollen
- Haematitknollen, z.T. mit Goethitrand

- Grössere und kleinere Echinodermenbruchstücke, Schalenreste und andere unbestimmbare Fossiltrümmer in wechselndem Anteil
- selten — Gesteinsbruchstücke (Dolomit, Quarzit, Feldspäte, u.a.)

Ooide Matrix	Goethit	Haematit Magnetit	Chamosit Haematit	Chamosit Magnetit	Chamosit
Goethit	SS				
Haematit Magnetit		S			
Calcit				hh	
Ankerit	ss	hh			
Siderit			s		
Chamosit					hh
Chamosit Ton			h	h	hh
Ton					h

Fig. 21. Die verschiedenen Eisenoolithe der Erzegg — Planplatte, dargestellt als Kombination des Mineralbestandes von Ooid und Grundmasse.

SS = sehr selten
 S = selten
 h = häufig
 hh = sehr häufig

Die aufgeführten, detritischen Komponenten treten verstreut im Oolith auf. Ihre Anwesenheit ist den gleichen Strömungsverhältnissen zuzuschreiben, die auch für die Lieferung der Ooide verantwortlich sind.

Andere physikalische Sedimentationsbedingungen erforderten jedoch die beobachteten Lagen von verschwemmten Rhynchonellenschalen, Belemnitenrohren und Ammonitenrelikten. Sie kommen stets in Form von bruchschillartigen Lagen vor, und verdanken ihre Bildung einer zeitweiligen, stärkeren Strömung, verbunden mit Wegtransport des noch unverfestigten Sedimentes und Nichtsedimentation im engeren Ablagerungsraum über längere Zeit hin.

d) Die Ooide

Definition:

Das Ooid ist ein Gefügekorn mit mehr oder weniger kugeliger Gestalt, einem Kern und konzentrisch um diesen Kern herum abgelagerten Schalen, die die Hülle bilden (FLÜGEL & KIRCHMAYER, 1962). Der Durchmesser beträgt maximal 2 mm. Grössere Ooide werden als *Pisolithe* bezeichnet (PETTIJOHN, 1957). Ebenso haben stark deformierte Ooide (Knochen- und Delphinformen) eine eigene Bezeichnung: *Spastolithe* (PETTIJOHN, 1957).

Als Kerne können Quarzkörner, Echinodermentrümmern, Eisenhydroxydkügelchen, zerbrochene Ooide und Gesteinsbruchstücke fungieren. Die Ooide des untersuchten Oolithes führen indes selten andere Kerne als Echinodermentrümmern.

Die Schale kann aus Eisenhydroxyden, Eisensilikaten, Karbonaten oder Phosphaten aufgebaut sein. Im Eisenoolith der Erzegg konnten selten karbonatische, nie aber phosphatische Ooidhüllen beobachtet werden: die Kalkooide zeigen dabei Verdrängung von Chamosit durch Karbonat und sind also zuerst silikatisch gebildet worden (vgl. Fig. 37).

Kerne:

Unveränderte, gut identifizierbare Kerne sind höchst selten. Echinodermentreste lassen sich häufig in den oxydischen Ooiden beobachten, wobei die Poren mit Haematit gefüllt sind; in silikatischen Ooiden weist höchstens ein Gittermosaik in der Kernregion des Ooides auf ein ehemaliges Fossilbruchstück hin; das Karbonat selber wurde diagenetisch aufgelöst und wegtransportiert. Besonders häufig können Ooidbruchstücke als Kerne beobachtet werden. Sie beweisen, dass schon während der Genese der Ooide teilweise Aufarbeitung stattgefunden hat, und dass in der heutigen Lagerstätte vielfach umlagerte Ooide vorliegen. In einem Schliff konnte z.B. ein Ooid mit drei Bildungsgenerationen festgestellt werden.

In den stark zerdrückten Chamositooiden der Sekundärbänder wurden nie Ooidbruchstücke als Kerne festgestellt. Dies ist ein Anzeichen entweder von Genese an Ort und Stelle ohne jegliche Umlagerung oder für diagenetische Ooidbildung.

Schale:

Die Ooidschalen bestehen entweder aus Eisenhydroxyden, Eisensilikaten oder beiden zusammen.

Der Wechsel der Farbtöne, Lichtbrechung und Dichte ist auf Aenderung des Chemismus' von Schale zu Schale zurückzuführen. Oft geht zusammen mit dem Wechsel eine Strukturänderung, z.B. wenn Silikatschalen mit Oxydschalen alternieren.

Zur Ermittlung der Schalenzahl, d.h. der im Dünnschliff unterscheidbaren hellen und dunklen Zonen innerhalb der Ooidhülle, wurden ungefähr gleich grosse Ooide aus verschiedenen Erztypen ausgesucht. Die Schalenzahl schwankt unabhängig vom Chemismus zwischen 40 und 60. Nur vereinzelt fanden sich Ooide mit Zahlen bis zu 80.

Völlig aus dem Rahmen fallen die Schalenzenzahlen für die Ooide aus den autochthonen Sekundärbändern; hier wurden (wenn überhaupt noch Schalen unterschieden werden konnten, vgl. Fig. 29) 30 bis max. 40 Schalen gezählt.

Auch diese Tatsache weist auf völlig andere Bedingungen bei der Genese der Ooide in diesen Sekundärbändern gegenüber denjenigen in der Hauptbank hin.

Ooidgrösse:

Aehnlich wie Gerölle in Konglomeraten durch Ausmessen des grössten Durchmessers charakterisiert werden, wurden in einigen Proben die auftretenden, grössten Ooiddurchmesser festgestellt.

Methodik:

Körnerpräparate reiner Ooide von frischen Gesteinen sind nicht erhältlich. Säurebehandlung der Erze mit Karbonatgrundmasse greift auch die äussersten Ooidhüllen sehr stark an und bringt sie zur Ablösung. Silikatische und tonige Oolithe können weder mechanisch noch chemisch in Ooide und Matrix zerlegt werden. Daher wurde versucht, anhand von Ausmessungen in Schliffen ein Bild von der Ooidgrösse zu gewinnen. Zur Vermeidung von Fehlern kamen nur Ooide mit deutlich sichtbarem Kern zur Beurteilung.

Die allgemeine Form für Ooide ist das dreiachsige Ellipsoid. In allen folgenden Abschnitten ist stets die längste Achse mit a , die mittlere mit b und, senkrecht auf a - b stehend, die kürzeste mit c bezeichnet. Dabei bleibt völlig unberücksichtigt, auf was die Deformation zurückzuführen ist; massgebend ist das aktuelle Bild. Zur Ermittlung der Grösse wurden in einigen Schliffen an je 100 Ooiden der grösste Durchmesser, also theoretisch $2a$ gemessen. Praktisch ist der gemessene Wert immer kleiner als $2a$, da der Schnitt durch das betroffene Ooid in Bezug zu den Achsen a und b beliebig ist. Diese kleinere, gemessene Achse hat das Zeichen d erhalten, wobei naturgemäss $a \geq d \geq b$ ist.

Fig. 22 gibt die erhaltenen Resultate für ein reines Ooidpräparat (Kurve d), einen Haematitoolithen (Kurve c), einen Chamositoolithen mit Tonmatrix (Kurve b) und zwei reine Chamositoolithe (Kurven a und e). Der eine (e) ist dabei diagenetisch aus Goethitoiden hervorgegangen, der andere (a) zeigt primäres Bildungsgefüge. Die Ooide des letzteren sind ausserordentlich deformiert (frühdiagenetisch infolge Entwässerung) und die erhaltenen Werte dadurch nur bedingt vergleichbar. Immerhin zeigt das Schliffbild parallel der Schichtfläche noch mehr oder weniger runde Ooide.

Diskussion der Ergebnisse:

- Die schiefen Lagen aller Summenkurven zeigen eine relativ schlechte Sortierung an. Zu einem Teil ist dies auf nicht genau zentrale Schnitte durch Ooide zurückzuführen (z.B. wenn eine dunkle Schale als Kern interpretiert wurde) und damit der Durchmesser zu klein ausfiel. Die sichtbare Sortierung im Schliffbild ist noch erheblich schlechter infolge beliebiger, tangentialer Schnitte durch die Ooide.
- Die sicher umlagerten Ooide (b , c , d , e) weisen geringe, mittlere Grössendifferenzen auf, während die autochthonen Ooide (a) aus einem Sekundärband einen deutlich kleineren Durchmesser und — infolge der starken Abplattung während der Diagenese — ein vielfach geringeres Volumen besitzen.

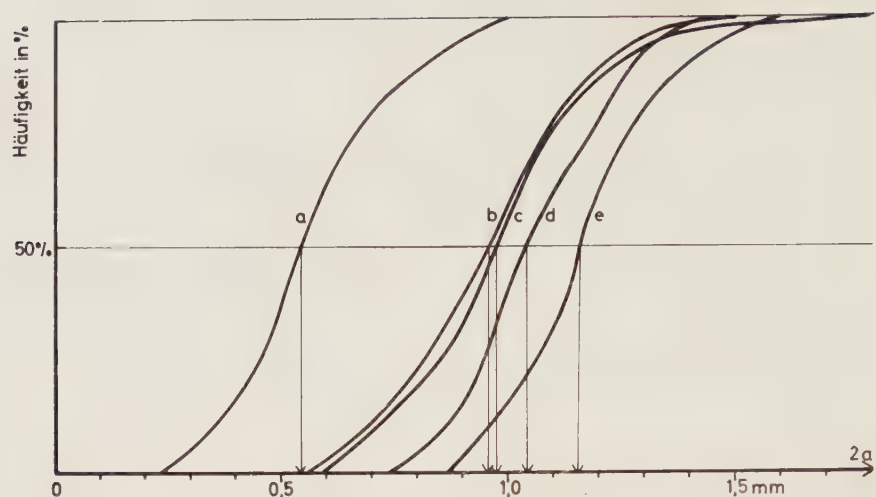


Fig. 22. Mittlerer grösster Durchmesser von verschiedenen Ooiden (Summenkurvendarstellung).
Erklärungen siehe Text.

- Da die Proben b, c und e gleichzeitig vom Dach, Mitte und Basis der Hauptbank stammen, kann grob gesagt werden, dass die Ooide von unten nach oben im Profil durchschnittlich an Grösse leicht abnehmen. Dies deckt sich mit den visuellen Feldbefunden. Im Zentimeterbereich irgendwo im Profil können aber Schwankungen auftreten, wobei die mittleren Durchmesser der Ooide jedoch stets zwischen 0,9—1,2 mm zu liegen kommen. Die Lage der Probe d im Profil ist nicht bekannt (Stück war nicht anstehend).
- Sehr selten treten Ooide mit Durchmesser über 1,5 mm auf; ebenso kommen solche unter 0,3 mm kaum vor.

Ooidform:

Schon das visuelle Bild im Handstück, noch mehr die Beobachtungen in Dünnschliffen, Lackfilmen und auf Anschliffen, zeigen nie Kugelformen, sondern mehr oder weniger flachgedrückte Körper mit drei verschiedenen Durchmessern.

Es ist nicht so einfach, die Form der Ooide mit einem Zahlenwert zu erfassen oder mittels graphischen Diagrammen für verschiedene Ooidsorten darzustellen. WERNER (1959) hat darauf hingewiesen, dass z.B. die Angabe des Abplattungsindex nach CAILLEUX (1952) zur Charakteristik nicht genügt, weil dreiaxige und rotations-ellipsoidische Formen nicht unterschieden werden. Diese beiden Ooidsorten treten aber weitaus am häufigsten auf. Befriedigende Vergleichsmöglichkeiten liefern Diagramme der Achsenverhältnisse c/a und b/a , dargestellt mittels Häufigkeitskurven in der gleichen Figur.

Eindeutige Zahlen über das Achsenverhältnis der Ooide lassen sich nur anhand von reinen Ooidpräparaten gewinnen, wenn am gleichen Individuum alle drei Achsen direkt ausgemessen werden können. Die Gesteine des untersuchten Oolithes gestatten jedoch eine solche Ooidpräparation nicht. Nur ein völlig ausgelaugtes Stück aus dem Schutt lieferte genügend Ooidmaterial, um das Achsenverhältnis unter dem Mikroskop in einem Streupräparat direkt bestimmen zu können. Die silikatischen Ooide liessen sich dank dem Fehlen der karbonatischen Grundmasse einzeln aus dem Gestein herauslösen.

Es wurde deshalb versucht, mittels orientierter Dünnschliffe einige Vergleichswerte zu erhalten. Schon nach wenigen Auswertungen stellte sich heraus, dass nur Gesteine mit eingeregelter Ooiden annehmbare und vor allem vergleichbare Werte liefern. Ausgemessen wurde dabei in zwei Schliffen einmal das Verhältnis d/a , wobei $a \geq d \geq b$ ist, im Schliff senkrecht zur Schichtfläche, und das Verhältnis b/a in einem Schliff in der Schichtflächenebene. Voraussetzung für interpretierbare Diagramme ist statistische Einregelung der Ooide mit der a/b -Ebene in der Schichtfläche.

Solche statistische Einregelung zeigen die meisten tonigen und zum grössten Teil auch die chamositischen Oolithe. Leider hat aber gerade an diesen beiden Typen die Tektonik ihre Spuren hinterlassen, z.B. die Ooide in Schieferungsebenen abgedreht oder in einer bestimmten Richtung gelängt. Das ursprüngliche Bild der Ooidform ist dadurch oft verwischt.

Die paar ausgewerteten Proben gaben sehr unterschiedliche, z.T. nicht eindeutig interpretierbare Diagramme. Einige sind in Fig. 23 dargestellt. Dabei ist nur Diagramm A wirklich repräsentativ, die ermittelten Achsenverhältnisse von reinen Ooiden.

Darstellungsweise nach WERNER (1959).

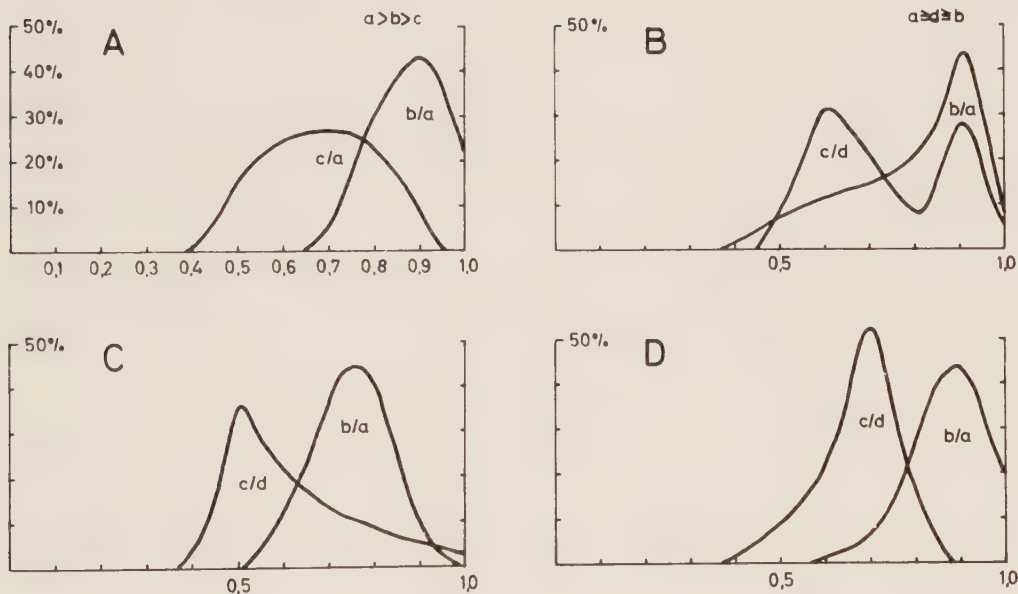


Fig. 23. Form der Ooide, dargestellt mittels Häufigkeitskurven der Achsenverhältnisse b/a und c/a
Erläuterungen siehe Text.

Interpretation:

- Diagramm A:
(abgetrennte
Ooide)

Aus der Lage der Kurven ist die Vorherrschaft von Rotationsellipsoiden klar zu erkennen (b/a nahe 1, c/a deutlich kleiner) daneben sind kugelige und dreiaxige Ooide nur untergeordnet vertreten. Die breite c/a -Kurve zeigt schön die verschiedenen Abplattungsgrade der Ooide.

- Diagramm B:
(Haematitooide
in Karbonat-
matrix)

Nicht eindeutig interpretierbar. Der Grund ist folgender: die Ooide sind nicht eingeregelt. Zwei senkrecht aufeinanderstehende Schliffe zeigen daher viel zu viele Schnitte unbestimmter Lage zu den drei Achsen der Ooide, bevorzugt kreisförmige Schnitte (Maximum bei 0,9). Das andere Maximum bei 0,6 könnte das mittlere Verhältnis $2c/a+b$ darstellen.

- Diagramm C: (Chamositooide in Tonmatrix) Die Ooide sind ziemlich gut mit der ab-Ebene in der Schichtfläche eingeregelt. Das Maximum bei 0,5 der c/d-Kurve gibt den mittleren Abplattungsgrad der Ooide an, das Maximum der b/a-Kurve bei 0,75 zeigt, dass die heutige Form der Ooide einem dreiachsigen Ellipsoid entspricht. Aus dem Gefügebild im Dünnschliff geht eindeutig hervor, dass diese Deformation auf tektonischen Einfluss zurückzuführen ist.
- Diagramm D: (Chamositooide in Chamositgrundmasse) Die Ooide sind vorzüglich eingeregelt mit ab parallel der Schichtung. Das b/a-Verhältnis ist hoch, das c/d-Verhältnis deutlich tiefer. Es sind nur Rotationsellipsoide vorhanden und zwar — aus der Steilheit der Kurve ersichtlich — mit vorzüglicher Formsortierung.

Berechnung der Deformation nach CLOOS (1947) und ELLENBERG (1964):

Die Ooidform wird auf die Kugel zurückgeführt und die drei Achsen des Ellipsoides in Prozenten des Kugelradius' angegeben. Bedingung zu einer Berechnung ist gleichbleibendes Volumen bei der Deformation. Gerade diese Voraussetzung ist für diagenetisch deformierte Ooide sicher nicht vorhanden: Entwässerung, Umkristallisation und Neubildung von Mineralien (z.B. Magnetit) sind stets mit Volumenänderungen verbunden. Dazu kommen als genetisch wirksame Faktoren längliche Kerne, verschiedenes Wachstum der Hüllen je nach der Umgebung. Die Kugelform als Ausgangspunkt für die Berechnung der Deformation zu wählen ist daher nicht möglich.

Die Einregelung bei der Sedimentation: '

Wie im vorhergehenden Abschnitt dargelegt wurde, besaßen die Ooide bei der Sedimentation der heutigen Lagerstätte vorwiegend rotationsellipsoide Form. Je nach Verhältnis von Ooidanteil zu übrigem Sedimentmaterial und Art des letzteren (tonig, karbonatisch, silikatisch) entstanden verschiedene Gefüge:

- dichtgepackte Haematitooide in Karbonatgrundmasse. Die Ooide liegen völlig unregelt und berühren sich gegenseitig. Die Grundmasse ist als Zwickelfüllung vorhanden. Möglicherweise wurden die Ooide ohne jegliche Grundmasse geschützt und das Karbonat diagenetisch gebildet.
- lockergepackte, «schwimmende» Haematitooide in Karbonatgrundmasse. Keine Regelung. Die Anwesenheit von Echinodermentrümmern in reichem Masse und gleicher Grösse wie die Ooide, lässt auf Schüttung eines grobkörnigen Gemisches von Kalkdetritus und Ooiden schliessen. Bei der Diagenese lieferte durch Auflösung dieser Detritus die Karbonatgrundmasse.
- dichtgepackte Chamositooide in Calcitgrundmasse. Keine Regelung. Die Bildungsbedingungen des Oolithes waren ähnlich wie in obigem Falle (Haematitooide in Ankerit).
- lockergepackte Chamositooide in Calcitgrundmasse. Keine Regelung. Gleiche Bedingungen wie bei den entsprechenden Haematitoiden.
- dichtgepackte Chamositooide in Chamositgrundmasse. Gute Regelung mit ab-Ebene in der Schichtung. Die Abplattung und damit sichtbare Einregelung ist wahrscheinlich frühdiagenetisch erfolgt und hat z.T. die ursprüngliche Form der Ooide überprägt. Auch hier war bei der Schüttung kaum Grundmasse vorhanden; diese ist nach der Setzung diagenetisch als Porenfüllung gebildet worden.
- «schwimmende» Chamositooide in Tongrundmasse. Vorzügliche Regelung. Bei der Sedimentation waren die Ooide der einzige gröbere Detritus neben viel umfangreicherer Ton-Silt-Lieferung.
- Chamositooide in Tongrundmasse, aber dichtgepackt in Lagen. Relativ schlechte Regelung. Bei der Platznahme haben sich die Ooide gegenseitig behindert. Die stossweise Schüttung solcher Lagen ist für die obersten Partien des Oolithes charakteristisch (Erschöpfung des Ooidvorrates im Liefergebiet).

Tektonisch bedingte Verformungen:

Die alpine Dislokation hat im Eisenoolith neben stofflichen Veränderungen auch Gefügebilder umgestaltet. Dabei waren die Mächtigkeit und die Zusammensetzung der betroffenen Partie von Bedeutung: die 3 — 4 m mächtige Hauptbank weist nur in der Dach- und Basispartie Aenderungen im Kleingefüge auf; der mittlere Teil wurde «en bloc» den neuen Bedingungen angepasst, ohne dass das Kleingefüge geändert wurde. Dafür sind zahlreiche Klüfte und Gleitflächen vorhanden. Dünne Ooidlagen in Ton ändern dagegen das Gefügebild in erheblichem Masse. Harte Sekundärbänder mehrere Meter über der Hauptoolithbank weisen wiederum kaum Spuren von tektonischer Beanspruchung auf: die plastische Einbettungsmasse der Mergel hat hier die Kräfte abgefangen.

Grosstektonisch gesehen liegt der Eisenoolith an der Stirn einer schwach nach Norden tauchenden Falte (vgl. Profile 3 und 4 auf Tafel III). Die Echinodermenbreccie als stossendes Element bildet eine einfache Faltenstirn, der Eisenoolith, eingebettet in inkompetente Mergel, ist in Form mehrerer kompliziert gebauter Stossfalten und Keile in die Schiefermassen eingepresst worden. Die Stirn einer solchen Falte bietet ein vortreffliches Bild der verschiedenen Deformationen innerhalb des Oolithes.

Fig. 24 zeigt die Verhältnisse am Balmeregghorn-N-Abhang, Koord. 664.630/178.450/2210 m.

Erläuterungen zu Fig. 24:

- der silikatische, basale Teil (ca. 0,5 m mächtig, Chamositooide in Chamositgrundmasse, z.T. auch in Karbonatgrundmasse) legt schichtparallele Scherflächen an. Längs dieser Ruchelzonen sind die Ooide total zerquetscht und zu Schlieren ausgezogen (vgl. auch Fig. 30). Zwischen den Zonen ist das Gestein nicht deformiert, die Ooide mit der ab-Fläche parallel der Schichtung eingeregelt.
- der karbonatische, oxydische Teil in der Mitte (2 — 3 m mächtig, Haematitooide in Ankeritgrundmasse) zeigt keine Aenderungen im Kleingefüge, wohl aber Klüfte und Verwerfungen mit prächtigen Striemungen. Die Striemung auf den s-Flächen ist stets parallel der Grossfaltenachse B, die Flächen selber diagonal zur Schichtlage des Oolithes angelegt (Okl-Flächen). Bei der Faltung versuchte die mächtige Hauptbank paketweise nach oben oder unten auszuweichen.
- die Dachpartie der Hauptbank (Chamositooide in Chamosit-Tongrundmasse) zeigt deutliche Presstrukturen: die Ooide sind in der B-Achse der Falte gelängt, liegen aber mit ihrer ab-Fläche noch parallel der Schichtung.
- die Chamositooide in Lagen über der Hauptbank, eingebettet in Ton, sind dagegen sehr stark deformiert (Spindelformen). Ausgesprochene Streckung parallel B, zudem Abdrehung der Ooidebene ab in die Schieferungsebene S_1 der Falte.

Im Gegensatz zu den Deformationen wie sie CLOOS (1947) und ELLENBERG (1964) beschreiben (Längung der Ooide in A, d.h. in Richtung des Faltenschubes und Einregelung von ab der Ooide in die S_1 -Ebene der Falte), weisen die Ooide des untersuchten Gebietes Längung in B der Falte auf. Die Stossfaltentektonik in diesem Teil der Wildhorn-Decke ist dafür verantwortlich zu machen (vgl. dazu Abschnitt Tektonik).

e) Sedimentationsstrukturen

Eisenoolithe sind auf Grund ihrer Natur dankbare Objekte für das Studium von Sedimentationsstrukturen. Ihre Grobkörnigkeit und Anfälligkeit gegenüber Auswaschprozessen der Verwitterung lassen direkte Feldbeobachtungen zu.

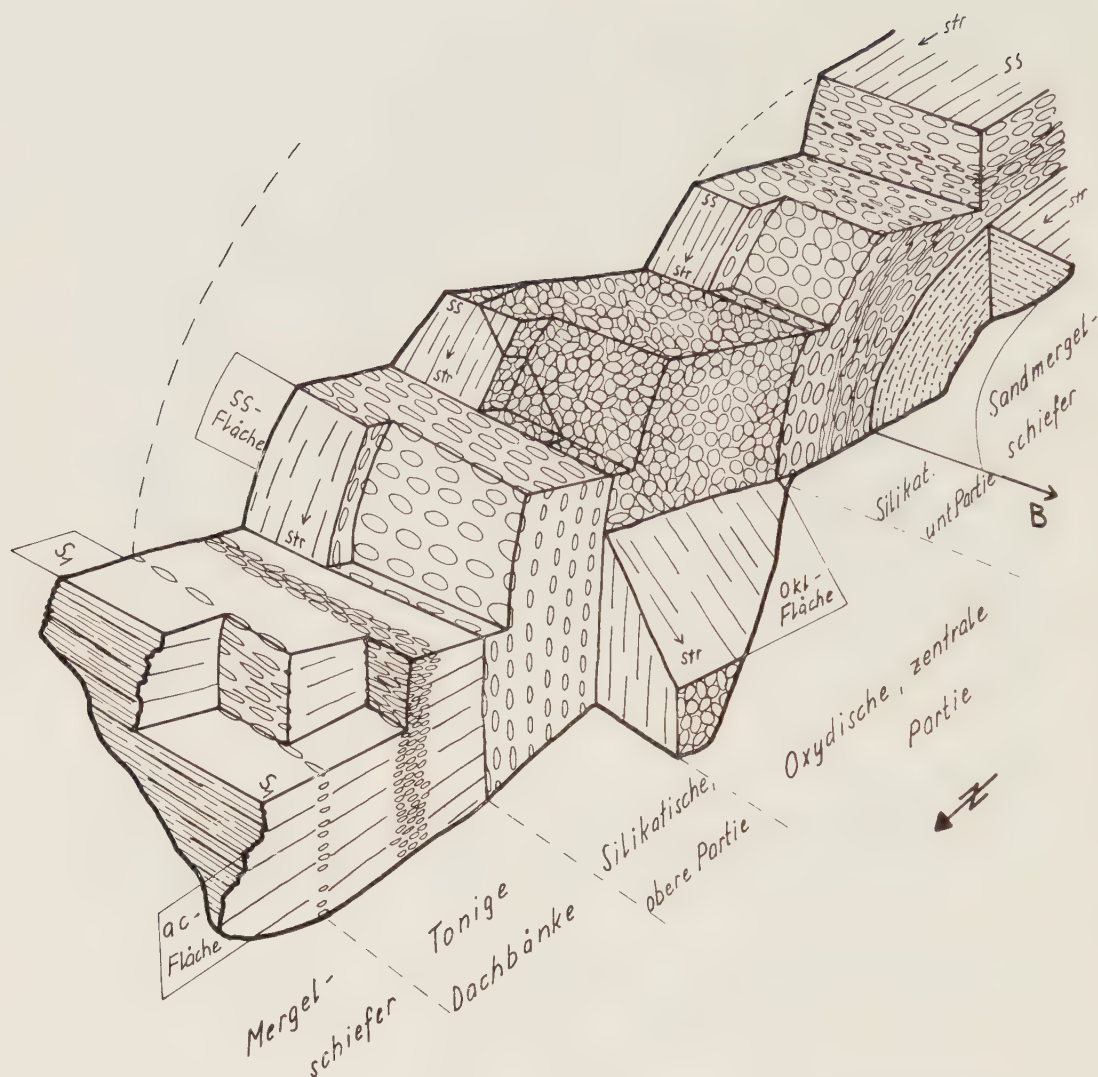


Fig. 24. Die Deformation der Ooide in Abhängigkeit von der Lage im Profil und der chemischen Zusammensetzung an der Stirn einer liegenden Falte des Eisenoolithes. Nicht masstabgetreu! Erläuterungen siehe Text.

In dieser Hinsicht fällt der Eisenoolith der Erzegg jedoch völlig aus der Reihe. Im Feld war ausser undeutlicher Schichtung überhaupt nichts festzustellen. Es musste daher an orientierten Handstücken mittels Schliffen und Anschliffen auf eventuelle Strukturen gesucht werden; die auswertbaren Flächen sind aber dabei zu klein, um brauchbare Resultate zu erhalten. Hier nun kann der Lackfilm einspringen.

Im folgenden seien ein paar gemachte Erfahrungen und technische Hinweise für Lackfilme mitgeteilt.

LACKFILMTECHNIK

Aus der Literatur sind zahlreiche Verfahren und recht verschiedene Rezepte zu entnehmen (Zusammenstellung bei THALMANN, 1965). Vor allem variieren die Angaben über die Lackfilmflüssigkeit sehr stark, je nach verwendeter Nitrozellulose und gewünschter Filmdicke.

Nachstehend sei deshalb ein speziell auf die in der Schweiz erhältliche Nitrozellulose abgestimmtes Rezept angegeben; die Mengen der Reagenzien sind so aufeinander abgestimmt, dass durch die eigene Viskosität der Lackflüssigkeit durch Verlaufen auf horizontaler Aetzfläche ein Film mit richtiger Dicke und maximalem Widerstand gegen Zerreißen entsteht.

Benötigte Materialien:

60 gr	Celloidin (hergestellt von Fluka AG, Buchs, St. Gallen)
312 ml	Butylacetat ($C_4H_9OOCCH_3$)
20 ml	Amylalkohol ($C_5H_{11}OH$)
6 ml	Aether (C_2H_5) ₂ O
6 ml	Oleum Ricini

Zuerst werden die Flüssigkeiten in einer Glasflasche gemischt, dann die Wolle zugegeben und das Ganze 24 Stunden stehengelassen. Die hochviskose Lackmasse muss blasenfrei sein.

Aetztechnik:

Karbonatische Gesteine werden nach bekannter Methode mit HCl 1 : 10 oder Monochloressigsäure ($CH_2ClCOOH$) während 30 — 60 Sekunden geätzt, mit H_2O dest. abgespült und trocknen gelassen. Vorsicht bei der Monochloressigsäure: sie bildet schmerzhafte Blasen unter den Fingernägeln!

Tonige, feinsandige und alle eisenoolithischen Gesteine können nicht nach obiger Vorschrift geätzt werden; nachstehendes Vorgehen gibt für diese Gesteine optimale Resultate:

In der Kapelle werden zu 100 ml HCl conc. in einer Kunststoffschale in kleinen Mengen vorsichtig 100 ml HF conc. gegeben. In dieser Flüssigkeit (Vorsicht! höchst ätzend!) werden die Stücke mit der zu ätzenden Fläche nach unten während 2 — 3 Minuten eingetaucht, am besten durch Auflagerung an den Ecken auf kleine Kunststofffüsschen (die Fläche muss frei in der Flüssigkeit schwimmen und darf auf keinen Fall aufliegen). Anschliessend spülen und trocknen wie üblich.

Auf die horizontierte Aetzfläche wird nun zuerst Aceton gespritzt und in den Acetonsee die Lackflüssigkeit gegossen. So werden Luftblasen vermieden. Nachträglich entstehende Blasen können durch gezieltes Aufspritzen von Aceton zum Platzen gebracht werden. Die Lackmasse einfach verlaufen lassen, die Viskosität sorgt für richtige Filmdicke. Der abgezogene Film kann direkt als Negativ für photographische Arbeiten oder unter dem Binokular zu Ausmessungen von Deformationsgefügen verwendet werden. Auch als Diapositiv leistet er vortreffliche Dienste.

Fig. 25 stellt die Vergrösserung eines Lackfilmabzuges von einem silikatischen Eisenoolith dar. Der Film ist direkt als Negativ verwendet worden. Zum Ausmessen von Deformationen eignen sich, wie man sieht, solche Abzüge bestens.

Mittels so hergestellter Lackfilme wurde versucht, in den Eisenoolithen primäre Strukturen sichtbar zu machen. Ausser undeutlicher Schichtung konnte nichts anderes mehr entdeckt werden. Vor allem fehlen die aus fast allen derartigen Vorkommen beschriebenen Rippeln, Schrägschichtungen oder Kreuzschichtungen (z.B. WERNER, 1959 von Geislingen;

BUBENICEK, 1961 von der lothringischen Minette). Ausser in tonigen Partien und nahe der Basis der Hauptbank konnte kaum je die Schichtung eindeutig erkannt werden; die Ooide sind derart dicht gepackt, dass auch Schichtfugen fehlen. Dafür wurden in jedem Lackfilm Gerölle, Fossiltrümmer und auch grössere, detritische Komponenten festgestellt. Die Fossilbruchstücke, meist Rhynchonellenschalen oder grössere Echinodermenplättchen sind immer in bruchschillartigen Lagen zusammengeschwemmt, wobei die Ooide ganz zurücktreten und einer feinkörnigen, tonig-haematitischen Grundmasse Platz machen. Demgegenüber liegen die gut gerundeten Gerölle von tonigem oder dichtem, kryptokristallinem Kalk wahllos im Oolith verstreut und zeigen so, dass sie mit den übrigen Ooiden herantransportiert und einsedimentiert worden sind. Die erwähnten Schillagen verdanken ihre Entstehung zeitweiligem Aussetzen der Anlieferung von Ooiden und Zusammenschwemmung von Fossilresten.

Die Gerölle sind eindeutige Anzeiger der allochthonen Natur des Eisenoolithes. Nicht selten enthalten sie eingeschlossene Ooide (vgl. Fig. 35).

Fast alle Ooide, vor allem in der karbonatischen Hauptbank (wo die Diagenese das ursprüngliche Bild am wenigsten zerstörte!) zeigen auf ihrer Oberfläche Reste von einer karbonatischen Grundmasse, wie sie im heutigen Oolith nirgends auftritt, dafür aber genau der Art entspricht, wie sie in den Geröllen als Baustoff und Einbettungsmasse von Ooiden beobachtet werden kann. Die Ooide in den Geröllen entsprechen in sämtlichen Eigenschaften den Ooiden im übrigen Oolith.

Sämtliche Ooide sind also auf zweiter Lagerstätte, und ursprünglich unter gleichen Bedingungen, vor allem was die Art der Einbettung anbelangt, gebildet worden. Bei einer ersten Diagenese erhielten sie nicht nur ihre Form (Rotationsellipsoide), sondern auch die nötige Festigkeit, um Aufarbeitung und Transport im wesentlichen unbeschädigt zu überstehen.

Schon verschiedentlich wurde darauf hingewiesen, dass über der Hauptbank des Eisenoolithes, getrennt durch 4 — 6 m Mergelschiefer, dünne Bänke in Form langgezogener Linsen anstehen, die auch oolithisch sind, sich aber in allen nur möglichen Eigenschaften von der Hauptbank unterscheiden. An einigen Stellen kann an der oberen Begrenzung solcher Bänder eine merkwürdige Konglomeratlage beobachtet werden, die ihre Entstehung ähnlichen Bedingungen zu verdanken hat, wie die früher erwähnten Phosphoritknollengesteine (vgl. Abschnitte 5.3. k) und 5.4.1. c): relative Anhäufung durch Wegtransport des weichen tonigen Zwischenmittels.

Die Knollen enthalten fast immer Ooide eingeschlossen, deren Form und Grösse denjenigen der Hauptbank genau entsprechen. Die Knollen liegen in einer Grundmasse von total zerquetschten Chamositoiden und hellgrünem Chamosit, wobei die Ooide wesentlich kleiner sind als die in den Knollen eingeschlossenen (vgl. Fig. 22). Das Material der Gerölle ist grauer, feinkörniger Kalk, die Umgrenzung scharf und durch eine Oxydationshaut unterstrichen, die Durchmesser bis 4 cm. Die eingeschlossenen Ooide zeigen alle Stadien der Verdrängung von Chamosit durch Calcit (vgl. Fig. 37). Neben den ooidführenden Knollen kommen grosse Quarzkörner (bis 4 mm Durchmesser) mit ebenfalls verschieden ausgeprägten Auflösungsstrukturen vor (vgl. Fig. 38).

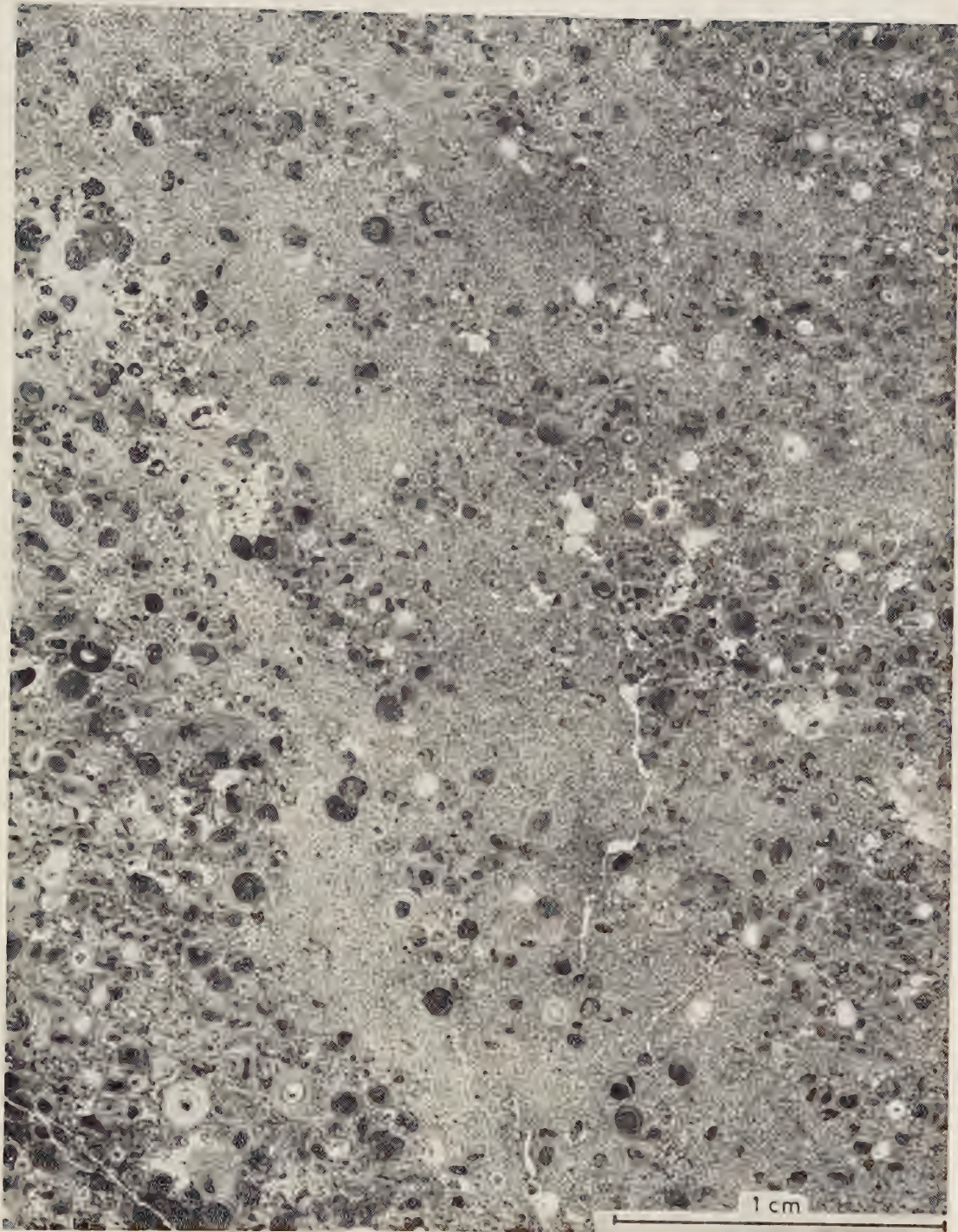


Fig. 25. Lackfilmbzug eines silikatischen Eisenoolithes (chamositische Ooide in Chamosit-Ton-Matrix), parallel der Schichtung geschnitten. Man beachte die vorzügliche Rundung der Ooide (Rotationsellipsoide, parallel der Schichtung eingeregelt).

Fundort: Balmeregghorn

Die knollenführende Sekundärbank hat nur eine geringe Flächenausdehnung, vielleicht 1000 m², die Mächtigkeit beträgt maximal 30 cm. Seitlich keilt sie aus, wobei in den Mergelschiefern eine scharfe Fuge verfolgt werden kann, die wie eine Ommissionsfläche aussieht (u.a. mit Phosphoritknollen). Alle diese Anzeichen sprechen für Entstehung der silikatischen Grundmasse der Bank durch aufsteigende Porenwässer vom liegenden Hauptoolith her, Ausfällung von Eisensilikat am Kontakt mit dem Meerwasser und während dieses Prozesses, Lieferung von Fremdgeröllen und Einbettung in den noch unverfestigten Chamosit-«Pudding». Die Linsenform solcher Vorkommen ist wahrscheinlich Folge einer geringen Senke im Beckenboden, als eine Art Falle für die Gerölle und gleichzeitig Schutz von der Erosionswirkung der Strömungen. Die ooidführenden Kalkgerölle gleichen in allen Eigenschaften den früher erwähnten Knöllchen in der Hauptbank des Oolithes (vgl. Fig. 35).

f) Strukturen der Diagenese

Von den diagenetischen Prozessen hat im wesentlichen die *Entwässerung* und die damit verbundene Setzung unmittelbar Einfluss auf die Struktur von Eisenoolithen. Dabei spielen die Art und Menge der Grundmasse und das Aufbaumaterial der Ooide die entscheidenden Rollen, was die resultierende Form und die Struktur des Gesteins anbelangt.

Gehen wir von nicht transportierten, im wesentlichen ungestörten Chamositoiden in ebensolcher Grundmasse aus, wie sie in den Sekundärbändern mehrere Meter über dem Hauptoolith gefunden werden können: durch die diagenetische Entwässerung sowohl der Ooide wie der Matrix entsteht das charakteristische Setzungsgefüge wie es Fig. 29 zeigt. Im Druckschatten von grösseren Fremdeinschlüssen (Haematitknollen, Kalkknollen, Echinodermenplatten) haben die Ooide ihre Form bewahrt; ungeschützt sind sie zu den «Delphinen», «Hanteln» und Schlieren deformiert worden, wie sie bei primären Chamositoiden die Regel sind. Dabei zeigen die Ooide weder Sprünge noch aufgeblätterte Schalen, die Verformung hat also sehr früh bei noch plastischem Zustand der Ooide stattgefunden.

Ganz andere Strukturen zeigen Chamositooide in ebensolcher Grundmasse an der Basis der Hauptbank: die Ooide sind mehr oder weniger plattgedrückt, haben jedoch die rotationsellipsoidische Form behalten. Je nach Packungsdichte sind sie verschieden deformiert: dichtgepackte (vgl. Fig. 28) sind stärker plattgedrückt ($c/a = 0,5 - 0,6$), zeigen radiale Risse und auch verdrückte Kerne. Eine Setzung hat stattgefunden, bevor die Verkitung der Grundmasse die Deformation verhinderte. Wahrscheinlich war aber überhaupt keine Grundmasse vorhanden, und die Ooide ohne Beimengung von feinerem Material geschüttet worden. Die silikatische Grundmasse ist erst spätdiagenetisch gebildet worden.

Lockergepackte Ooide in Chamositgrundmasse sind weniger plattgedrückt ($c/a = 0,7$), zeigen nur wenige Risse und unversehrte Kerne. Bei der Entwässerung der mitsedimentierten Grundmasse behielten diese Ooide ihre Form, weil sie eine erste Entwässerung an ihrem primären Bildungsort schon überstanden hatten. Bei dieser zweiten Diagenese verhielten sie sich in Bezug auf die Formänderung passiv.

Noch deutlicher kommt die Tendenz des passiven Verhaltens bei Chamositoiden in Calcitgrundmasse zum Ausdruck: die Ooide sind kaum abgeplattet ($c/a = 0,8$) und völlig intakt (vgl. Fig. 33). Die Grundmasse ist grob umkristallisiert, Strukturen darin zeigen deutlich, dass sie aus angelieferten Echinodermenbruchstücken durch Auflösung entstanden ist. Weder bei der Schüttung zusammen mit dem Kalkdetritus noch bei der Umkristallisation der Matrix haben die Ooide irgendwelche Spuren von Verletzungen oder Verdrückung abbekommen. Bei einer Entwässerung der silikatischen Ooide in Karbonatmatrix wäre es unweigerlich zur Bildung der «Kalkkalotte» (BERG, 1944) an der Oberseite der Ooide gekommen.

Die Form der Ooide war also bei der Schüttung auch hier im wesentlichen gegeben und durch die Diagenese wurde sie kaum verändert. Ebenso hat die Packungsart und die Regelung der Ooide kaum Änderungen erfahren. Wesentlich vielgestaltiger sind dagegen die stofflichen Veränderungen, die durch die Umlagerung und Einbettung der Ooide in gänzlich anderer Umgebung als ihr primärer Bildungsort hervorgerufen wurden. Davon sei im nächsten Kapitel die Rede.

g) Die Paragenesen

Allgemeine Hinweise:

Bei der Genese oder Diagenese ist jedes entstehende Mineral Ausdruck der herrschenden, chemischen und physikalischen Bedingungen. Insbesondere sind für die Eisenminerale neben dem Chemismus die Redoxverhältnisse und die Wasserstoffionenkonzentration ausschlaggebend.

Das Verhalten der Eisenminerale für verschiedene Redox- und pH-Bedingungen ist in letzter Zeit intensiv studiert worden (KRUMBEIN und GARRELS, 1952; GARRELS, 1960; BORCHERT, 1952, 1960; BRAUN, 1964; GEBERT, 1964; BERNER, 1964). Die Stabilitätsbereiche der verschiedenen Eisenminerale der Eisenooolithe sind im Eh-pH-Feld allgemein bekannt.

Weitgehende Differenzen bestehen aber in der Frage, zu welchem Zeitpunkt diese Faktoren eine wesentliche Einwirkung haben. BORCHERT (1960) und sein Schüler BRAUN (1964) postulieren genetische Einflüsse, d.h. das Eisenmineral bekommt seine chemischen und physikalischen Eigenschaften grundsätzlich bei der Bildung und behält sie bei der Diagenese ohne wesentliche Änderungen bei. Demgegenüber betonen HARDER (1951, 1957), CORRENS (1952) und GEBERT (1964), dass der aktuelle Mineralbestand in Eisenoolithen in den meisten Fällen von den diagenetischen Faktoren stärker abhängig ist, als von den primär genetischen, ja dass in extremen Fällen der heutige Zustand überhaupt nichts mehr mit dem ursprünglichen Mineral gemeinsam hat. Dies gilt insbesondere für umgelagerte Ooolithe.

BUBENICEK (1961) hat z.B. anhand der lothringischen Minette gezeigt, dass diagenetische Prozesse den primären Mineralbestand völlig verändern können. Die Untersuchungen im Eisenoolith der Erzegg führten zu ähnlichen Erkenntnissen.

Genetische Voraussetzungen:

In den vorhergegangenen Abschnitten wurde wiederholt darauf hingewiesen, dass die Hauptbank (und einige dicht darüberliegende, dünnere

Bänke) des Eisenoolithes sicher allochthoner Entstehung sei, während dünne, räumlich begrenzte Sekundärbänder einige Meter über der Hauptbank alle Zeichen von autochthoner Bildung aufweisen.

Studium von Grösse, Form, Deformation, Wachstumsphänomenen, Schalenzahl, Kernmaterial und anhaftenden Grundmasseresten und Vergleich mit in Geröllen eingeschlossenen Ooiden lassen den Schluss zu, dass die Ooide der Hauptbank unter gleichen Bedingungen gebildet worden sind und zwar als *goethitische Brauneisenoide*³⁾.

Goethitooide bilden sich nur in gut durchlüftetem Wasser, bevorzugt zusammen mit Echinodermengrus oder Quarzsanden. Eine reiche, neritische Fauna von Bodenbewohnern ist aus allen derartigen Vorkommen bekannt. Für die Bildung spielt die Entfernung von der Küste keine Rolle, da heute sowohl Einlieferung des Eisens in Form von Gelen von Eisen-(III)-Hydroxyden oder Eisen-(III)-Oxyhydroxyden vom Festland her wie Mobilisation des Fe aus liegenden Sedimenten (bevorzugt Tonen) angenommen wird (ALDINGER, 1957b und c).

Zu diesen Fragen kann auf Grund der paar wenigen beobachteten Erscheinungen nicht Stellung bezogen werden.

Vermutungen über den primären Bildungsort finden sich in Abschnitt 5.4.2. k).

Aufarbeitung und Transport, neuerliche Sedimentation:

Am primären Bildungsort haben die Ooide eine erste Diagenese durchgemacht: Entwässerung, leichte Deformierung, teilweise Verdrängung des Goethites durch Karbonat, ev. Bildung von Chamosit. Die Packung ist dabei locker und die Ooide liegen regellos in einer feinkörnigen, mergeligen Karbonatgrundmasse (Zustand der Geröllchen und ooidführenden Gerölle). Durch starke Strömung wird das kaum verfestigte Sediment aufgearbeitet und die Ooide neben umfangreichem Tonmaterial, Fossilgrus und Quarzsand verfrachtet. Eine Vertiefung im Meeresboden wirkt als Falle, die Ooide — durch die Strömung weitgehend sortiert — reichern sich stark an, mit ihnen gleichfälliger fossiler Detritus und Quarzkörner. Die Erosion am Bildungsort und weiter im Rückland geht weiter. Der ganze Schelfbereich, inkl. die eben umgelagerten Eisenoolithe werden durch mächtige Tonsedimente überdeckt.

Jetzt beginnen all jene diagenetischen Prozesse zu laufen, bedingt durch die Einsedimentation der Eisenoide an der Basis einer mächtigen, tonigen Masse, die für den heutigen mineralogischen Zustand des Eisenoolithes verantwortlich sind. Das Ergebnis dieser Vorgänge sind folgende Paragenesen:

1. Sulfidische Paragenese
2. Oxydische Paragenese
3. Silikatische Paragenese

³⁾ Herr Prof. Dr. H. ALDINGER, Stuttgart, hat mich auf Eigenschaften in den Chamositoiden aufmerksam gemacht, die sonst nur von Brauneisenooiden bekannt sind: Schwundrisse, Ummantelung von Ooidbruchstücken, Aufblättern der Schalen u.a.

Die sulfidische Paragenese

Leitmineral ist der Pyrit. In Sedimenten bildet sich Pyrit nur bei reduzierenden Bedingungen und zwar, wenn entweder durch Ca^{2+} -Uebersättigung des Porenwassers sämtliches, vorhandenes CO_3^{2-} «neutralisiert» ist und die Bildung von Siderit dadurch weitgehend verhindert, oder wenn die S^{2-} -Konzentration höher ist als die CO_3^{2-} -Konzentration. Pyrit zeigt ausserdem Anwesenheit von organischem Material an. Denn die Oxydation von vorwiegend planktonischem Material ist direkte Ursache des reduzierenden Milieus einerseits, und Lieferant des Schwefels andererseits (H_2S -Bildung).

In der ganzen Mergelmasse der Erzegg-Serie ist organisches Material eingesedimentiert worden. Die ganze Serie ist reich an Pyrit und zwar oft in grossen Massen, z.B. längs Gleitflächen, in der Umgebung von Fossilresten (pyritifizierte Ammoniten), und in Form von Konkretionen. Die organische Beimengung ist in jedem Dünnschliff direkt als färbendes Pigment feststellbar.

Es ist daher bezeichnend, dass Pyrit in der Eisenoolithgruppe entweder in tonigen Geröllen oder in der Umgebung von solchen im Oolith drin vorkommt, oder in dünnen, fast ooidfreien Mergelkalkbändern festgestellt werden kann, die sich seitlich an den Oolith anschliessen, stets in geringer Menge Siderit führen und ohne Zweifel das küstenfernere Äquivalent des Oolithes darstellen (vgl. Fig. 17, Profil 10). Vereinzelt eingestreute Ooide zeigen oft Verdrängung von Silikat durch Calcit und Pyrithöfe in der unmittelbaren Umgebung (vgl. Fig. 37). Hier war der S^{2-} -Gehalt also ausreichend, um sämtliches, angeliefertes Eisen als Pyrit zu fixieren.

Die oxydische Paragenese

Leitmineral ist der Haematit. Dieses Mineral entsteht frühdiagenetisch durch Alterung von Eisen-(III)-Hydroxyd-Gel oder spätdiagenetisch durch Entwässerung von Goethit bei oxydierenden Bedingungen (SCHELLMANN, 1959). Zur Bildung sind saures Milieu und hohe, positive Eh-Werte oder aber basisches Milieu und niedrige oder sogar negative Eh-Werte erforderlich (GARRELS, 1960). Haematit kommt im Eisenoolith der Erzegg in der zentralen Partie von mächtigeren, kompakten Bänken vor. Nach unten wie nach oben sind die Haematiterze durch Uebergänge mit den silikatischen Oolithen verbunden. Bei geringerer Mächtigkeit der Gesamtoolithbank (unter 1,5 m) fehlt die oxydische Mineralvergesellschaftung überhaupt.

Es wird daher, gestützt auf die Beobachtungen im Feld, in Dünnschliffen und auf Grund der chemischen Resultate angenommen, dass diese oxydische Partie den Rest der ursprünglichen, abgelagerten Mineralassoziation darstellt, wie sie durch die Schüttung an der heutigen Stelle zustande kam. Von oben und unten her wurde bei der zweiten Diagenese die oxydische Mineralassoziation in eine silikatische umgewandelt (s. nächster Abschnitt).

Mehrere Faktoren erlauben, die näheren Bedingungen dieser zweiten Diagenese anzugeben:

- Anwesenheit von Magnetit
- Anwesenheit von Chlorit
- Abwesenheit des Siderites

Magnetit bildet sich diagenetisch in Eisenerzen nur bei ausserordentlich hohen pH-Werten (über 10!) und stark reduzierendem Milieu (GARRELS, 1960). BUBENICEK (1961) verwendet zur Erklärung der Magnetitvorkommen in der Minette nicht vergebens den Begriff «surréduction». Beobachtungen in Anschliffen machen deutlich, dass der Magnetit später als der Haematit gebildet worden ist. Die Verteilung und Art der Ausbildung des Magnetites zeigt Fig. 32.

Die Diagenese muss daher in mehreren Phasen mit verschiedenen Bedingungen vor sich gegangen sein:

- aufsteigende, saure Porenwässer aus den liegenden Sandmergeln, reich an Fe und Ca, führen zu einer Verkittung der Ooide durch Auflösung und Wiederausfällung des anwesenden Karbonatdetritus' in Form einer ankeritischen Grundmasse.
- der Ueberlagerungsdruck bewirkt Entwässerung des Goeithites der Ooide zu Haematit.
- eindringende, stark reduzierende, basische Wässer von oben her (Tonmergel mit organischer Substanz im Zustande der Zersetzung) führen zu Bildung von Magnetit und, verbunden mit Zufuhr von SiO_2 , zur Umwandlung des Restgewebes der Ooide zu Chamosit.

Das Fehlen von Siderit in der oxydischen Paragenese ist wie folgt erklärlich: bei ähnlich reduzierendem Milieu wird eine geringe pH-Erhöhung zur Ausfällung von Magnetit statt Siderit führen. Entweder wird der Grundmasse dabei sämtliches Eisen entzogen (Calcitmatrix) oder das restliche Eisen bildet mit Ca und Mg Ankerit. Ankerit hat ungefähr gleiche Stabilitätsverhältnisse wie Siderit (massgebend ist das eingebaute Fe^{2+} , Ca und Mg sind redox-unabhängig). Auch verhindert der Ca^{2+} -Ueberschuss eine grössere Sideritbildung (vgl. GEBERT, 1964).

Nicht selten sind indes Sideritrhomboeder in typischer Reiskornform zu beobachten, die aber spät- oder postdiagenetisch durch Sammelkristallisation entstanden sind.

Besonders auffallend ist, dass nur noch in der oxydischen Paragenese detritischer Quarz in grösserer Menge (3 — 5 Vol.%, Schliffuntersuchung) auftritt. Die Körner sind stets korrodiert: bei einigen konnte Auflösung unter Bildung von grünem Chamosit beobachtet werden, bei andern ersetzt Siderit das SiO_2 längs Spalten (vgl. Fig. 38).

Die silikatische Paragenese

Leitmineral ist der Chamosit (ohne Rücksicht auf 7Å- oder 14Å-Struktur). Die Bildungsbedingungen der Eisensilikate im Eh-pH-Feld sind nicht genau bekannt (BRAUN, 1964). Zu viele Faktoren sind bestimmend. Die Genese dieser Minerale kann indes durch folgende Erscheinungen näher charakterisiert werden:

- reduzierendes Milieu (das Eisen ist zum grössten Teil als Fe^{2+} eingebaut)

- pH-Werte um 7, denn einerseits fordert die Anwesenheit von Al in grösserer Menge hohe pH-Werte, da es nur im basischen Bereich (pH über 8,5) oder dann in stark saurem Bereich (pH kleiner als 5) in der erforderlichen Menge im Wasser löslich ist, andererseits ist das Fe nur bei pH-Werten unter 7 in annehmbaren Mengen in H_2O gelöst. In normalem Meerwasser kommen pH-Werte unter 6 kaum vor.

Gerade dieser scheinbare Widerspruch im Verhalten dieser beiden wichtigen Elemente in den Eisensilikaten hat in der Vergangenheit dazu geführt, die primäre Bildung von Chamosit im Meer überhaupt abzulehnen und die Entstehung rein der Diagenese zuzuschreiben (CORRENS, 1952; HARDER, 1957). BORCHERT (1952) hat versucht, durch Postulierung einer CO_2 -Zone im Meer (mit saurem Milieu) und einer tieferen O_2 -freien H_2S -Zone (mit basischem Milieu) eine Lösung zu finden: Eisenmobilisation in der sauren und Ausfällung in der basischen Zone. Leider verträgt sich diese Theorie nicht mit den paläontologischen Befunden (vgl. HARDER bei BRAUN, 1961).

Nimmt man eine Wechselwirkung von Früdiagenese und Abtragung an (ALDINGER, 1957b), indem saure, eisenreiche Porenwässer durch Abtrag der obersten Sedimentschicht in Kontakt mit dem basischen Meerwasser gelangen, wobei Eisenverbindungen je nach O_2 -Gehalt des Wassers silikatisch oder oxydisch ausfallen, stellen sich auch hier Schwierigkeiten entgegen: Porenwässer aus Tonen, die als Fe-Lieferanten in Frage kommen, sind nicht sauer, sondern basisch und lösen daher kein Fe.

GEBERT (1964) hat in seiner Arbeit die wesentlichen Faktoren der Eisenmobilisation in Sedimenten während der Diagenese herausgearbeitet: es spielt keine Rolle, in welcher Form das Fe in das Sediment gelangt ist; bei der Früdiagenese wird das gesamte Tonsediment reduziert (Blauschlickbildung HARDER, 1957). Bei Ueberschuss von Ca^{2+} in Porenwasser (z.B. in Mergeln wie in der Erzegg-Serie) wird das mobilisierte Fe^{2+} trotz Anwesenheit von CO_3^{2-} in Lösung gehalten und steigt gegen die Grenze des sich setzenden Sedimentes. Bei Kontakt mit dem Meerwasser (z.B. durch Erosion der obersten Zentimeter) fallen je nach Milieu und Wassertiefe (O_2 -Gehalt!) Chamosit- oder Goethitooide aus.

Gestützt auf diese von GEBERT entwickelte Theorie ist die Genese der rein chamositischen Sekundärbänder mehrere Meter über dem Hauptoolith anzunehmen. Als Eisenlieferant kommen aber nicht nur die liegenden Sandmergel, sondern vor allem der sich entwässernde, allochthone Eisenoolith in Frage. Aufsteigende Porenwässer (Fe^{2+} -reich) gelangen in Kontakt mit Al- und Si-haltigen Bodenschichten des Meerwassers bei reduzierenden Bedingungen (Ton- und Mergelsedimentation, d.h. Faulschlammfacies) und bilden die räumlich begrenzten Oolithbänke mit eindeutigen Primärstrukturen. Bei fehlenden Kristallisationskeimen zur Ooidbildung entstehen an gewissen Stellen die feinkörnigen, dichten oder schlierig-wolkigen Chamositbänder, wie sie über der Hauptbank bei der Erzegg anstehen und durch Stilpnomelanführung sich auszeichnen (vgl. Fig. 17, Profil 6). An einigen Stellen kommt es bei fehlendem Ca^{2+} -Ueberschuss im Porenwasser zur Sideritausfällung (vgl. Seite 97 u. Fig. 20).

Die Diagenese hat in diesen in situ gebildeten Gesteinen wenig stoffliche Mutationen verursacht: Siderit oder Calcit verdrängen Chamosit aus den Ooiden (vgl. Fig. 37), Quarzkörner werden durch Karbonat aufgelöst. Der Stilpnomelan ist wahrscheinlich eine nachdiagenetische Bildung (alpine Dislokationsmetamorphose).

Die silikatische Paragenese in den autochthonen Chamositoolithen ist demnach eindeutig von der Facies des Muttersedimentes, im Falle dieser Bänder über dem Eisenoolith der Erzegg, von den Tonmergeln abhängig. Die Milieubedingungen wirkten während der Genese und Diagenese in gleicher Art.

Demgegenüber ist die silikatische Paragenese im Hauptoolith im wesentlichen von der Diagenese am neuen Sedimentationsort abhängig. Die ursprüngliche, primärgenetische Mineralassoziation ist nur noch rudimentär vorhanden.

Chemisch unterscheidet sich die silikatische Vergesellschaftung abgesehen vom Oxydationsgrad des Fe durch die erhöhten Si- und Al-Gehalte, während Fe total, Ca und Mg mehr oder weniger gleich bleiben. Bei der Reduktion von Goethitoiden, verbunden mit Chamositbildung, wird also einerseits das stets in geringer Menge vorhandene Si und Al aufgebraucht, andererseits in gewisser Menge zugeführt.

Diagenetische Mobilisation von Si und Al ist bei hohen pH-Werten die Regel. Die Löslichkeit der beiden Elemente ist nur vom pH abhängig und im basischen Bereich für beide gross. Dass während der Diagenese in Eisenoolithen hohe pH-Werte bestanden haben müssen, beweist die Anwesenheit des Magnetites. Die direkte Beobachtung von in Auflösung begriffenen Quarzkörnern (vgl. Fig. 37) lässt auf grösseren Si-Transport im Sediment schliessen. Die Korrosion des Quarzes verläuft ungefähr nach folgender Gleichung (CORRENS, 1950):



Die liegenden Sandmergel der Erzegg-Serie zeigen durchwegs korrodierte Quarzkörner und kommen als Si-Lieferant in erster Linie in Frage.

Zugleich mit dem Si wird Al mobilisiert (in Form von AlO_2^-). Sowohl die liegenden wie die hangenden Mergel sind Al-reich (vgl. chemische Analysendaten in Tafel II).

Die silikatische Paragenese weist folgende Eigenschaften auf:

- freier Quarz fehlt vollständig oder ist in Resten vorhanden (vgl. Fig. 38)
- das Fe ist zum grössten Teil als Fe^{2+} im Silikat eingebaut, eisenreiche Gesteine ($\text{Fe total} > 40\%$) führen in verschiedenem Masse Magnetit, eisenärmere nur Chamosit
- Haematit fehlt oder ist als Rest vor allem in der Kernregion von Ooiden vorhanden
- karbonatische Grundmasse ist entweder calcitisch (bei starker Magnetitführung der Ooide) oder ankeritisch (bei magnetitärmeren Ooiden)

Zwischen der rein oxydischen und der rein silikatischen Paragenese kommen alle Uebergänge vor:

- Chamositooide mit Haematitkern
- Haematitmatrix voller Chamositflecken
- Ooide mit alternierenden Chamosit-Haematit-Schalen

Als Beispiel sei in Fig. 26 die im Feld beobachtete Reduktionsgrenze im Dach des Oolithes angeführt (Farbwechsel von rot zu grün). Der Aufschluss befindet sich 150 m nördlich des Balmeregghorn, Koord. 664.630/178.450/2210 m. Der äusserst scharfe Farbwechsel kennzeichnet die obere Begrenzung der oxydischen Paragenese gegenüber der «silikatischen Front» von oben her. Aufschlussreich sind vor allem die Gehalte der wichtigsten chemischen Elemente der beiden Extreme.

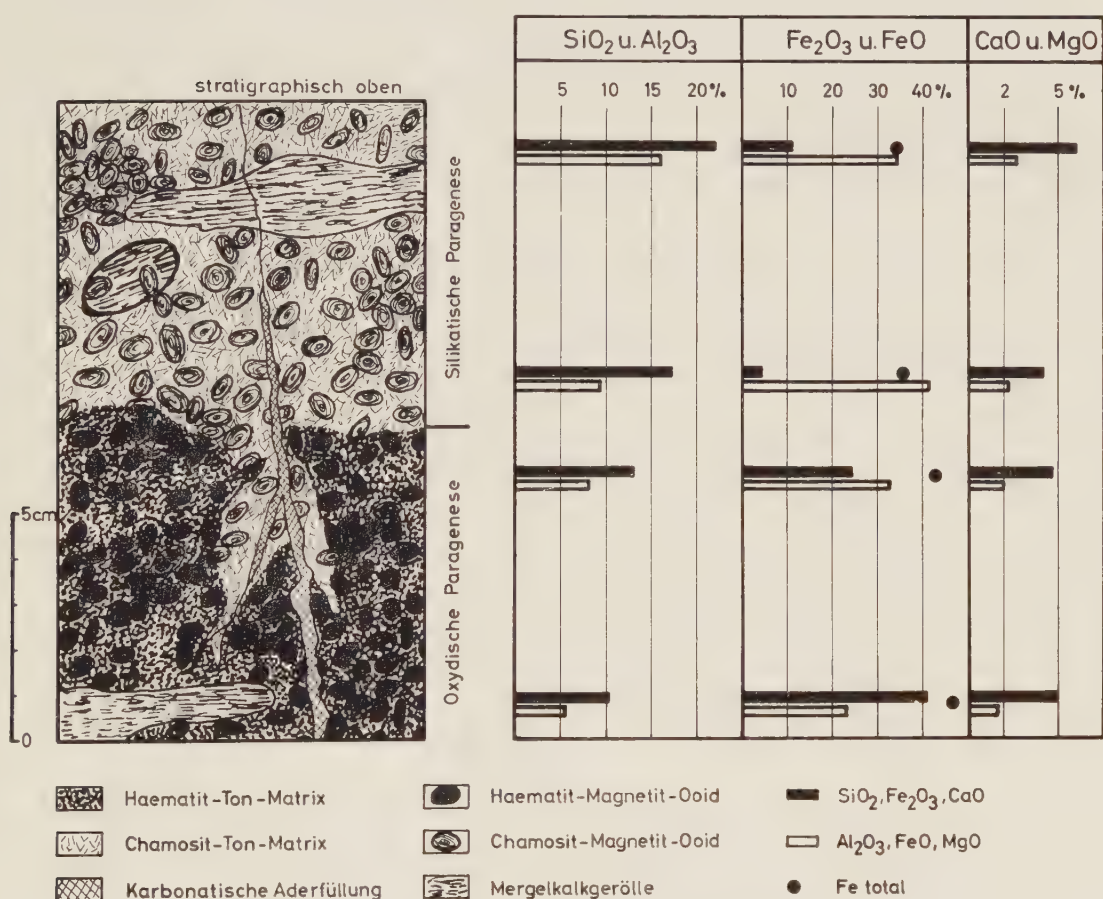


Fig. 26. Skizze einer Reduktionsgrenze (Ooide 5× zu gross gezeichnet) und ihre Abbildung im Verhalten der wichtigsten, chemischen Elemente.

Fundort: Balmeregghorn

h) Die Auswirkungen der Diagenese auf den Chemismus

In Fig. 26 wurde gezeigt, dass auf kleinstem Raum während der Diagenese Stoffwanderungen, verbunden mit Reduktionsvorgängen stattgefunden haben.

Anhand eines Profils durch die ganze Hauptoolithbank und einige Sekundärbänder, aufgenommen in Form von Pickproben im Abstand von 10 — 20 cm je nach «Homogenität» des Gesteines, soll das Verhalten der wichtigsten chemischen Elemente bei der Diagenese gezeigt werden.

Profillokalation: 290 m südwestlich der Erzegg, Pt. 2174,
Koord. 665.330/178.960/2175 m
(vgl. Tafel IV)

Untersuchungsmethoden: Totalanalyse, Dünnschliff, Anschliff, von
einigen Proben Röntgenaufnahmen. Daneben
einzelne Lackfilme zur Gefügeabklärung.

Diskussion der Ergebnisse (vgl. Tafel II):

- SiO_2 Auffallend ist die Konstanz in der Hauptoolithbank. Ausser in der basalen Partie (F_2) hat der SiO_2 -Gehalt, eingebaut in den Ooiden (siehe unter Eisenhydroxyde, Abschnitt 5.3. a), und eventuell vorhandener, freier Quarz genügt, um bei der diagenetischen Reduktion Eisensilikat zu bilden. Reste von detritischem Quarz sind in F_{10-14} feststellbar. Freier Quarz kann auch in den Sekundärbändern beobachtet werden, allerdings meist rudimentär (starke Korrosion durch Karbonat, vgl. Fig. 38).
- Sowohl die liegenden wie hangenden Mergel- und Tonschiefer sind Si-reich. Bei stärkster Vergrösserung ist feinsten Quarzsand im Schliff zu konstatieren.
- Al_2O_3 Das Al verhält sich analog dem Si: die schon primär vorhandene Menge, eingebaut im Goethitgitter als AlOOH hat genügt zur Silikatbildung. Für die Al-Armut der stilpnomelanführenden Sekundärbänder (F_{18} , F_{20} , F_{22}) kann keine eindeutige Erklärung gegeben werden. Für diese Gesteine wird ja Bildung in situ bei der Frühdiagenese der Hauptbank angenommen. Vielleicht war das Meerwasser sehr Al-arm, als das Fe von unten angeliefert wurde (vgl. Seite 115).
- Fe_2O_3 Die hohen Gehalte sind auf die zentrale Partie beschränkt (Haematit!). Magnetitfreie Oolithe (F_2) sind fast vollständig Fe^{3+} -frei. Der Magnetitgehalt der übrigen Proben bedingt den durchwegs hohen Anteil von Fe_2O_3 .
- FeO Die Gehalte sind gegenläufig den Fe_2O_3 -Gehalten. Auch hier ist der durchwegs hohe Anteil von FeO auf den Magnetitgehalt zurückzuführen. Rein chamositische Gesteine haben durchwegs ähnliche FeO-Gehalte.
- Fe total Die Eisenverteilung zeigt erstens deutlich die Abhängigkeit von der Packungsdichte der Ooide (siehe z.B. F_{13}). Dann sind die höchsten Gehalte in jenen Partien zu konstatieren, wo auch die Grundmasse als Eisenträger ausgebildet ist (Ankerit oder Chamosit), oder wo sehr viel Magnetit in den Ooiden festgestellt werden kann. Auf alle Fälle hat die Diagenese keine grossen Eisenwanderungen verursacht, ausser vielleicht in der basalen Partie (F_2 bis F_7), deren Eisen entweder in der zentralen Partie angereichert wurde oder aber zur Bildung der Sekundärbänder Verwendung fand.
- MgO Der durch die gesamte Hauptbank kaum variierende, mittlere Gehalt von MgO um 2% ist auf die Anwesenheit von Echinodermendetritus zurückzuführen: Echinodermen bauen stets etwas Mg in ihrer Karbonatschale ein (DEVERIN, 1945). Charakteristisch ist der hohe Gehalt in F_2 : bei der Ausbildung von rein chamositischem Oolith wird Mg zugeführt, während Ca wegtransportiert wird (BUBENICEK, 1961). In ähnlicher Masse gilt dies auch für F_{19} , wo der Chamositanteil ebenfalls sehr gross ist. Der Austausch der beiden Elemente Mg und Ca muss auf die Ionenradienverhältnisse zurückgeführt werden: $\text{Ca}^{2+} = 0,99\text{\AA}$, $\text{Mg}^{2+} = 0,66\text{\AA}$. Das Ca kann wegen seiner Grösse im Chamositgitter schlecht eingebaut werden.
- CaO Hier ist wiederum die direkte Abhängigkeit von der Packungsdichte der Ooide, resp. vom Anteil der Matrix zu konstatieren (F_3 , F_4 , F_{13}). Daneben fällt auf, dass der gesamte Oolith relativ kalkarm ist im Vergleich mit Bildungen z.B. von Herznach (CaO-Gehalte von 10 — 15% im Mittel). Es ist gut möglich, dass die frühdiagenetische Setzung und Entwässerung für Abtransport von CaO in die hangenden Mergelschiefer verantwortlich gemacht werden muss (vgl. z.B. WERNER, 1959).

P_2O_5 Phosphatanreicherung in Sedimenten wird allgemein als Kriterium für Omission oder verlangsamte Sedimentation, verbunden mit Aufarbeitung, angesehen. Diese Erklärung kann gut für F_{15} herangezogen werden (Phosphat in der Matrix in Form von kleinen Knöllchen). Für F_5 indes muss das Vorhandensein einer richtigen Phosphatknolle in der Analysesubstanz angenommen werden. Im Schliff konnte ausser Pyrit in der Nähe von Tongeröllen kein spezielles Mineral festgestellt werden. Vereinzelt Phosphatknollen kommen regellos verstreut in beliebiger Höhe in der Hauptbank vor und gehören zum detritischen Anteil. Sonst scheint das Phosphat von der Diagenese unbeeinflusst geblieben zu sein.

Folge- Durch die Umlagerung der oxydischen Ooide und Einbettung in Mergersediment wurde als Hauptprozess bei der Diagenese eine Reduktion verursacht: Magnetit entstand als wichtigstes Produkt und ist Anzeiger der wirksamen, diagenetischen Faktoren (hohes pH, stark negatives Eh). In der stark verkitteten, zentralen Oolithpartie wurde daneben Ankerit und Haematit in der Grundmasse gebildet, während die porösen Randpartien für zirkulierende Lösungen bessere Bedingungen boten: Umbildung des Restgewebes der Ooide zu Silikat nach der Magnetitbildung, Verdrängung von Chamosit durch Karbonat in der Grundmasse (vgl. Fig. 33). Bestimmender Faktor, ob bei gleichen physikalisch-chemischen Bedingungen Magnetit und Haematit, Magnetit und Chamosit oder nur Chamosit in den Ooiden gebildet wurde, war offenbar der primär vorhandene Eisengehalt des Gesamtgesteines.

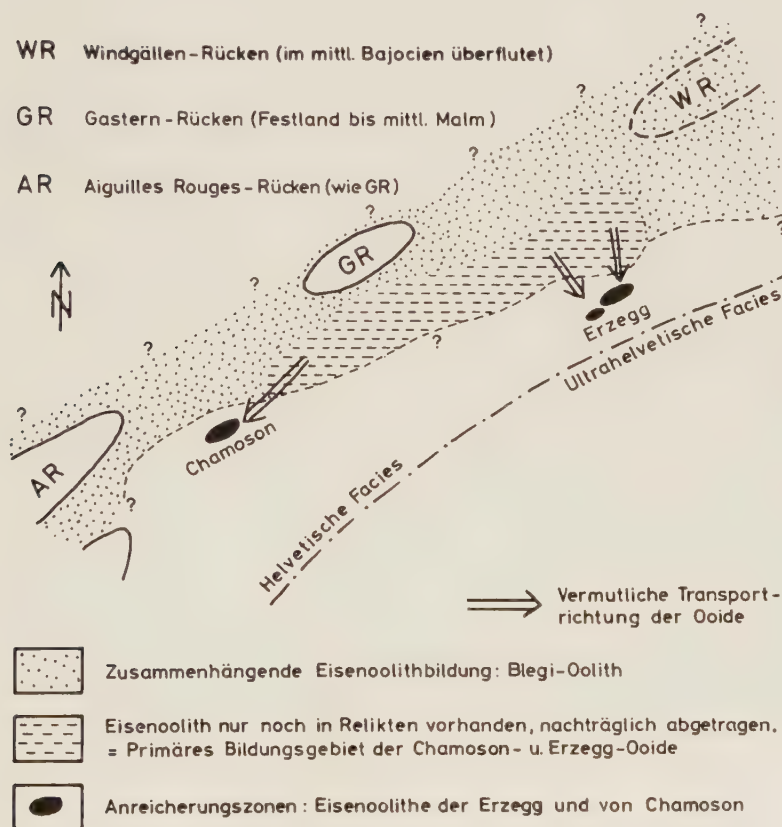


Fig. 27. Hypothetisches, spalinspastisches Kärtchen zur Eisenoolithbildung im Oberen Dogger zwischen Aiguilles Rouges und Windgällen.

i) Einige Dünnschliff- und Anschliffbilder und ihre Deutung

Die Durchmusterung von über 150 Dünnschliffen und Anschliffen mit bekannter Lage zur Schichtung und zur Höhe über Basis im Oolith neben zahlreichen Lackfilmen (vor allem zum Studium der Gefüge) bestätigen im wesentlichen das bis dahin entworfene Bild der diagenetischen Vorgänge. In einigen Fällen sind jedoch unzweifelhaft die Prozesse um einiges vielgestaltiger gewesen und damit auch schwerer deutbar geworden.

Die folgenden 11 Photos sollen einen Eindruck geben von der Mannigfaltigkeit der auftretenden Eisenerztypen im Gebiet der Erzegg — Planplatte und gleichzeitig als Erläuterungen dienen zu Ausführungen im Text der vorangegangenen Kapitel.

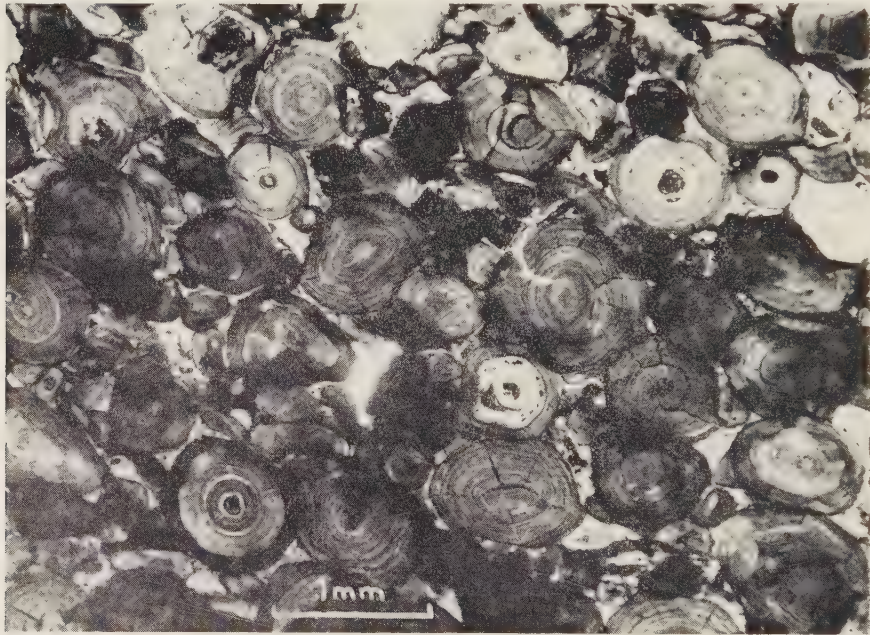


Fig. 28:

Chamositooide in ebensolcher Matrix (Probe F₂). Die Ooide sind parallel der Schichtung eingeregelt, d.h. liegen mit ihren ab-Ebenen in ss. Während die leichte Deformation der Ooide auf Setzungserscheinungen an zweiter Lagerstätte zurückzuführen ist (man beachte die dichte Packung und die Tendenz der Ooide, polygonale Form anzunehmen), sind die Schwundrisse bei der Alterung der gelartig abgeschiedenen Substanz am primären Bildungsort entstanden. Primär gebildete Chamositooide zeigen nach erfolgter Alterung und Setzung (durch Entwässerung) fast ausnahmslos die charakteristischen Mantel- und Delphinformen (vgl. Fig. 29), nicht jedoch kaum deformierte Kügelchen; solche Bilder sind typisch für Goethitooide.

Ursprüngliche Goethitooide wurden durch die Diagenese an zweiter Lagerstätte zu Chamositoiden umgewandelt.



Fig. 29:

Chamositooide in Chamositgrundmasse. Links unten in der Ecke ist der Rand eines ca. 1 cm grossen Fremdeinschlusses in Form einer Haematitknolle zu erkennen. Die Ooide in der Umgebung der Knolle weisen z.T. Oxydationserscheinungen auf, dafür ist ein Teil des Haematites der Knolle zu Magnetit reduziert worden. Interessant sind hier die Deformationsphänomene: im Druckschatten der Knolle sind die Ooide kaum deformiert, während sie sonst das charakteristische Bild von primären Chamositoiden zeigen, die ihre Form durch die diagenetische Entwässerung und der damit verbundenen Setzung erhalten haben. Die Ooide sind auf primärer Lagerstätte.

Probe aus autochthonem Sekundärband am Planplattenweg.



Fig. 30:

Chamositooide in Calcitgrundmasse. Das Bild soll vor allem den Unterschied der tektonischen Deformation zur diagenetischen zeigen (Fig. 29). Längs gewissen Zonen sind die Ooide total ausgewalzt und die Grundmasse silifiziert worden, während dazwischen noch völlig ungestörte Bezirke vorhanden sind. Die Form der Ooide in diesen Lagen spricht für Genese als Goethitooide. Der Calcit ist grobkristallin und stark verzwilligt. Der Schnitt ist senkrecht zur Schichtung und zeigt, wie wenig die ungestörten Ooide von der Diagenese plattgedrückt worden sind.

Probe aus dem basalen silikatischen Teil der Hauptbank nördlich Balmeregghorn (vgl. Fig. 24).



Fig. 31:

Haematit-Magnetitooide in Ankeritgrundmasse. Die Ooide sind zum grössten Teil völlig opak. Nach Untersuchungen mit der Mikrosonde bestehen die hellen Zonen in den schön zonar aufgebauten Kügelchen aus Calcit bis Ferrocaltit. Die unregelmässigen Umgrenzungen der Ooide sind entweder auf anhaftende Grundmassenreste aus der primären Einbettungsstelle oder auf teilweise abgeblätterte Schalen zurückzuführen. Bei lockerer Packung (wie Bild) ist die Grundmasse klar und feinkörnig. Die Ooide sind nicht eingeregelt.

Zentrale oxydische Partie der Hauptbank nördlich Balmeregghorn (vgl. Fig. 24).

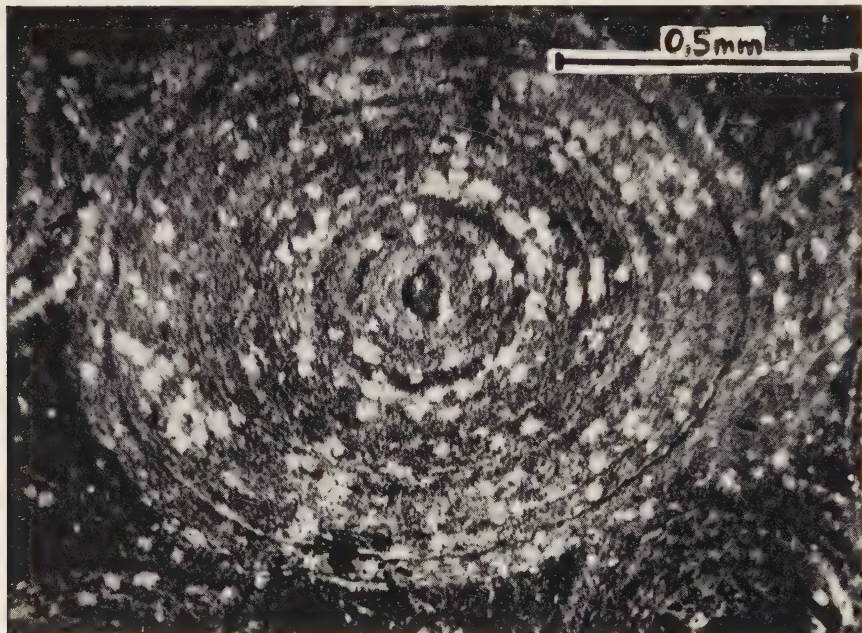


Fig. 32:

Haematit-Magnetit-Ooide mit dem Auflichtmikroskop betrachtet. Der Magnetit ist z.T. in Oktaedern auskristallisiert, z.T. aber auch im Haematit äusserst feinkörnig verteilt. Der Haematit zeigt daher das typische, gesprenkelte Bild, wie es in Eisenoolithen der Erzegg die Regel ist. Auch ist möglich, dass das Al und Si, eingebaut im Haematitgitter, für die unregelmässige Reflexion verantwortlich ist.

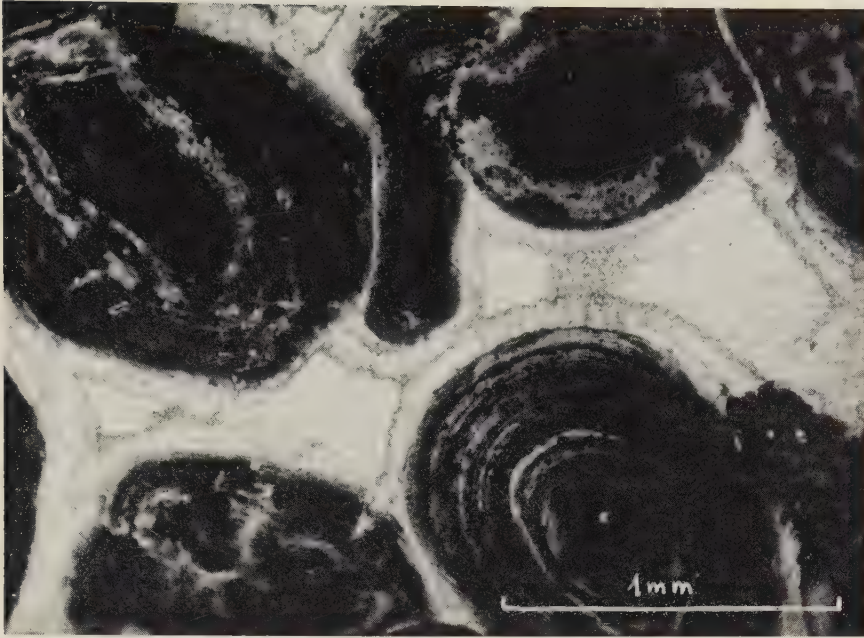


Fig. 33:

Verschiedene Stadien in der Ausbildung der Grundmasse:

Um die oxydischen Goethitooide bildete sich an der zweiten Lagerstätte zuerst girlanden-förmig Chamosit, der anschliessend von rotgefärbtem Calcit verdrängt wurde. Die grossen Poren füllten sich schliesslich mit klarem Calcit. In den Ooiden selber wurde das Fe als Magnetit fixiert, das Restgewebe zu Chamosit umgewandelt. Häufig wurde nicht das gesamte Ooid von der Reduktion erfasst und die Kernregion blieb haematitisch.

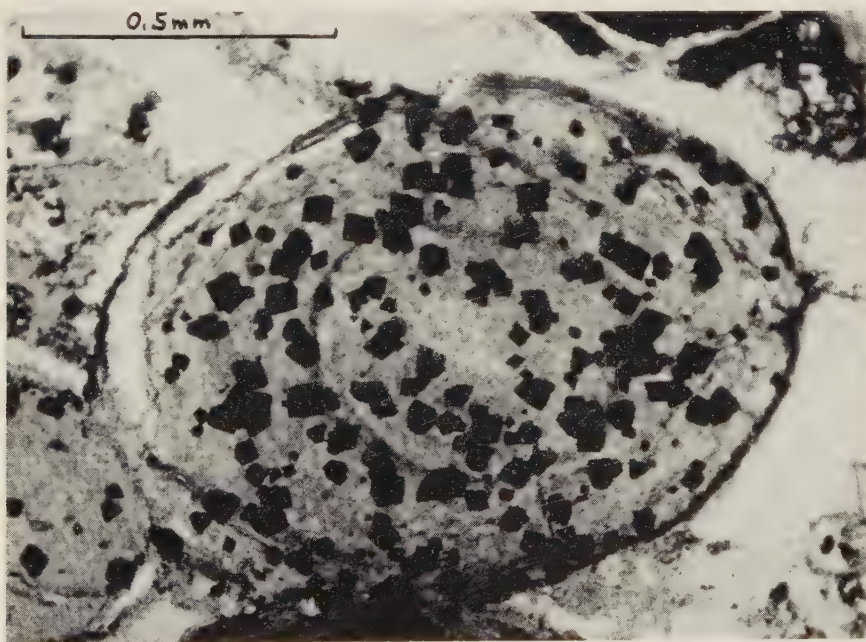


Fig. 34:

Magnetitbildung in Chamositoid. Man beachte vor allem die idiomorphe Ausbildung der Magnetitkörner (Oktaeder) und ihre regellose Anordnung. Der diagenetisch gebildete Magnetit kristallisierte während der alpinen Dislokationsmetamorphose um.

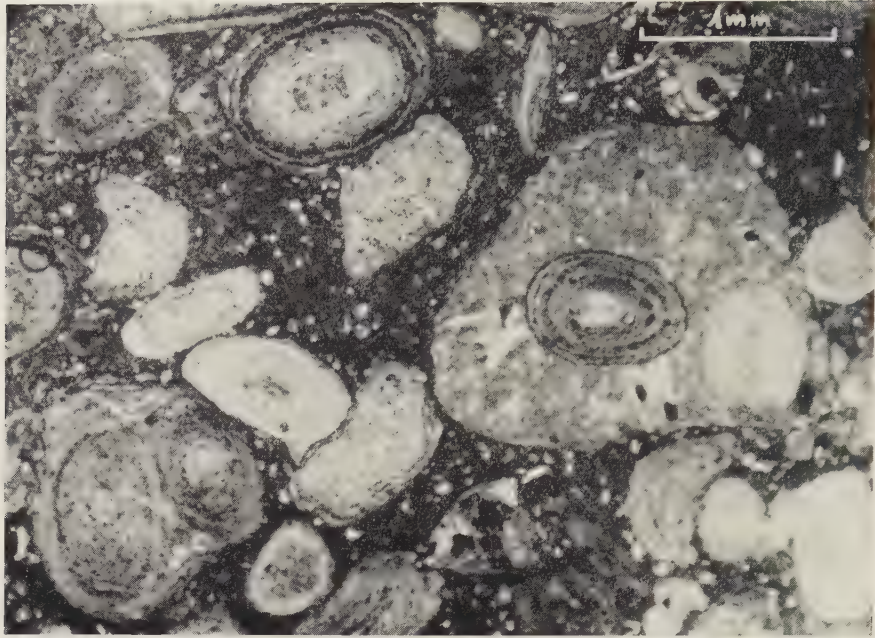


Fig. 35:

Chamositooide in tonig-chamositischer Grundmasse. Die Ooide sind (auf der Photo schlecht sichtbar) von Karbonat durchstäubt und weisen oft an ihrem Rand noch Reste einer Grundmasse auf, die genau die gleiche Zusammensetzung zeigt, wie das Material des Geröllchens mit den zwei eingeschlossenen Ooiden. Sämtliche Ooide sind auf mindestens zweiter Lagerstätte.



Fig. 36:

Verwitterungserscheinungen der silikatischen Paragenese. Die Kerne der Ooide bestehen noch aus Chamosit, die äusseren Hüllen sind zu Goethit reoxydiert worden. Aufblätterung der Schalen und Auswaschprozesse der karbonatischen Grundmasse gehören zum gleichen Erscheinungsbild.

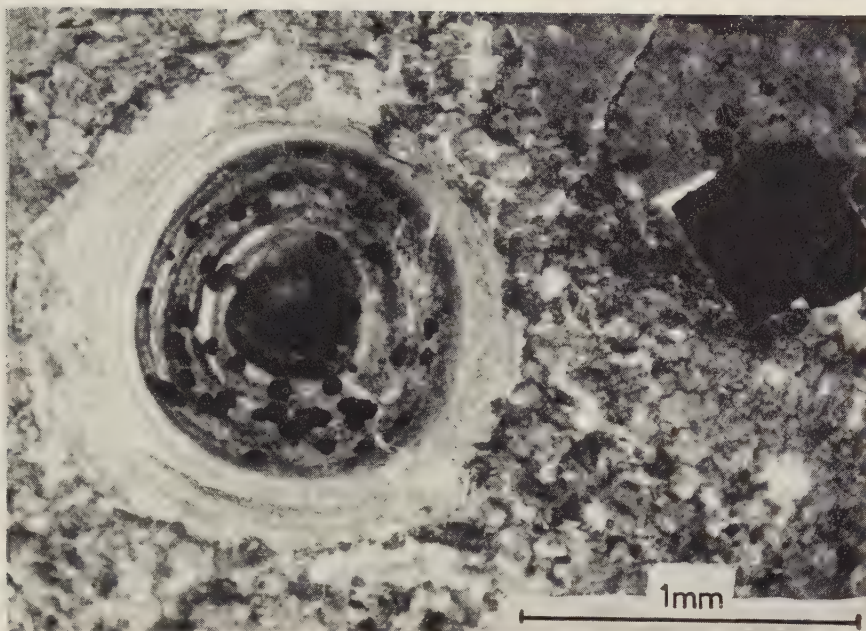


Fig. 37:

Verdrängung des Chamosites in den äusseren Schalteilen eines Ooides durch Karbonat. Im Zentrum sind noch Magnetitkörner erkennbar. Charakteristisch für den Verdrängungsvorgang ist die Fixierung des Fe in der unmittelbaren Umgebung als Pyrit. Solche Bilder sind bezeichnend für die sulfidische Paragenese.

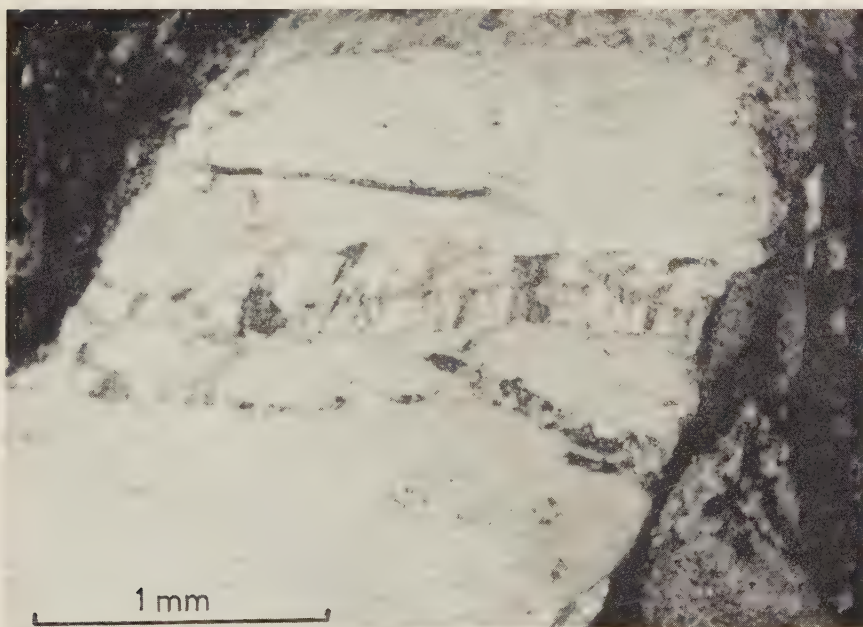


Fig. 38:

Siderit verdrängt Quarz. Häufiges Bild in der silikatischen und sulfidischen Ausbildung des Eisenoolithes. Der Vorgang beginnt längs Spalten und in den Randzonen und endet mit der vollständigen Auflösung des SiO_2 .

k) Palaeogeographische Hinweise

Die Untersuchungen im Eisenoolith der Erzegg haben eindeutig zum Schluss geführt, dass der grösste Teil des Oolithes auf sekundärer Lagerstätte liegt. Es ist daher die logische Folge, Vermutungen über den primären Bildungsort aufzustellen und näher zu begründen.

Eisenoolith in ähnlicher, ebenso mächtiger Entwicklung wie derjenige der Erzegg ist nur noch von Chamoson bekannt. Alters- wie ausbildungsmässig und in Bezug auf die nähere Lage im lithostratigraphischen Profil stimmen die beiden Vorkommen genau überein (vgl. BONNARD, 1926, DELALOYE, 1965).

In der übrigen Wildhorn-Decke ist Eisenoolith im Dach des Doggers von vielen Orten beschrieben worden, meist ist aber der Horizont geringmächtig und das Gestein gleicht eher ooidführenden Mergelschiefern. Die Ausbildung nähert sich damit der bekannten Facies des autochthonen Blegi-Oolithes. Der letztere bildet sowohl im Autochthonen wie in den tieferen helvetischen Decken der Ostschweiz durchwegs den Abschluss der Doggersedimentation, hat riesige, flächenmässige Ausdehnung, ist jedoch nur von geringer Mächtigkeit. Zum grössten Teil sind die Ooide halb silikatisch, halb oxydisch, die Matrix meist tonig oder feinkarbonatisch. Nach Untersuchungen von DOLLFUS (1962, 1965) stellt der Blegi-Oolith einen Kondensationshorizont vom oberen Bajocien bis ins untere Callovien dar.

Betrachtet man die Oolithvorkommen, wenn die Decken an ihren ehemaligen Sedimentationsort zurückversetzt werden, so stellt man eigenartige Symmetrieverhältnisse fest. Fig. 27 zeigt in einem hypothetischen, spalinspastischen Kärtchen die ursprüngliche Lage des Bildungsraumes des Blegi-Oolithes und die Ablagerungsbezirke der Eisenoolithe der Erzegg und von Chamoson (im wesentlichen nach TRÜMPY, 1960). Es ist auffallend, dass die Eisenoolithvorkommen der Erzegg wie von Chamoson in gleicher Lage zum sogenannten Gastern-Rücken zu liegen kommen (v. TAVEL, 1937), nämlich an den tiefsten Punkten in den Mulden zwischen Gastern und Windgälle im Osten (Erzegg), Gastern und Aiguilles Rouges im Westen (Chamoson). Die beiden weitaus reichsten Eisenoolithvorkommen stellen somit Anreicherungszone in Muldenzentren dar.

Verfolgt man nun die Facies des obersten Doggers von diesen Eisenoolithvorkommen ins ehemalige, unmittelbar nördlich anschliessende Sedimentationsgebiet, stellt man sowohl für Chamoson wie für die Erzegg fest, dass hier Eisenoolith entweder völlig fehlt, oder nur in Relikten vorhanden ist. Gut ausgebildet liegt Eisenoolith erst wieder viel weiter nördlich, im autochthonen Gebiet vor. Es spricht vieles dafür, dass diese mehr oder weniger oolithfreien Gebiete der heutigen Decken den primären Bildungsort sowohl der Oolithvorkommen der Erzegg wie der von Chamoson darstellen. Auf der riesigen Schelfplatte des Aarmassivs wurden auf grosser Fläche in geringer Mächtigkeit oxydische Ooide gebildet und einer ersten Diagenese unterworfen. Durch Strömungen von Norden her wurden — vielleicht auf sich hebenden Schwellenzonen, z.B. im Graustock-Gebiet (HESS, 1941) oder auf der trennenden Schwelle Doldenhorn-Wildhorn-Decke (v. TAVEL, 1947) — die Sedimente wieder abgetragen, die Ooide verfrachtet und an bevorzugten Vertiefungen in den Muldenzentren weiter südlich abgelagert und gegenüber dem übrigen Detritus angereichert.

Die Einbettung in umfangreiches Tonmaterial bedingte eine zweite Diagenese mit völlig anderen physikalisch-chemischen Bedingungen. Aus dieser Sicht ist auch erklärlich, warum die beiden Oolithe der Erzegg und von Chamoson etwas jünger sind als die entsprechenden Oolithbildungen im autochthonen Gebiet: die letzteren beginnen im obersten Bajocien und gehen im unteren Callovien zu Ende, die ersteren beginnen im mittleren Callovien und reichen vielleicht bis ins Oxfordien hinauf.

Bleibt die Frage nach der Herkunft des Eisens. Darüber kann kaum etwas gesagt werden. Es ist möglich, dass aus den liegenden, stark eisenschüssigen Gesteinen der Glockhaus-Serie (Echinodermenbreccien, Sandsteine), die im gesamten helvetischen Raum im Durchschnitt 4 — 6% Fe enthält, durch subaquatische Prozesse Eisen mobilisiert wurde (Theorie von BORCHERT, 1952). Es ist aber auch denkbar, dass im obersten Dogger ähnliche Eisenanlieferung in Form von kolloidalem $\text{Fe}(\text{OH})_3$ oder gebunden in Mineralien (Glimmer, Tone) von unbekannter Stelle her (?alemannisches Land) stattfand, wie sie zur Bildung der riesigen, eisenschüssigen Sedimentmasse des Unteren Doggers angenommen werden muss. Da Eisenoolithe fast immer ausgesprochene Kondensationshorizonte über längere Zeit darstellen, ist rein mengenmässig die lokal begrenzte Fe-Anreicherung möglich. Allerdings stellen sich hier die gleichen Probleme wie sie im Südosten Deutschlands, in den Oolithbildungen des Fränkischen Jura, Anlass zu Diskussionen geben: ist Eisentransport im Meer über 100 km oder mehr möglich und wenn, in welcher Form? Dies bleibt vorläufig die grosse Unbekannte.

ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit wird von stratigraphischen und tektonischen Untersuchungen in den Doggersedimenten der südlichen Wildhorn-Decke im Gebiet der Glockhaus-Gruppe (östliches Berner Oberland — Obwalden) berichtet. Besonders wird auf den Eisenoolith im oberen Dogger der Erzegg - Planplatte eingegangen.

Stratigraphische Resultate:

Es wird eine neue, lithostratigraphische Gliederung der Sedimente des Dogger und unteren Malm der Wildhorn-Decke eingeführt. Folgende, lithologische Einheiten werden als *S e r i e n* ausgeschieden:

Von unten nach oben:

- | | |
|------------------------|--|
| 1) basale Tonschiefer: | glatte, schwarze Tonschiefer, 0 — 20 m
(Opalinusschiefer älterer Autoren) |
| 2) Glockhaus-Serie: | knaurige Tonschiefer, stark eisenschüssige Kalksandsteine und Echinodermenbreccien, Quarzite. 30 — 300 m (Eisensandstein-Gruppe älterer Autoren) |
| 3) Hochstollen-Serie: | sandige Mergelschiefer, Wechsellagerung von Kieselkalk und Schiefern, Kieselkalk und Sandkalk, Sandkalke, Echinodermenbreccien. 80 — 400 m (Cancellophycus-Dogger älterer Autoren) |
| 4) Erzegg-Serie | graue Mergel- und Tonschiefer, glimmerführende Sandmergelschiefer, Eisenoolith. 20 — 100 m (Callovo-Oxfordien älterer Autoren) |
| 5) Schiltschichten: | knollige Kalke und Schiefer, 0 — 30 m
(Argovien älterer Autoren) |

Fossilführend sind die obersten, Roten Echinodermenbreccien in der Glockhaus-Serie (Zonen der *Ludwigia concava* und *Sonninia sowerbyi*), der Eisenoolith in der Erzegg-Serie (Zonen des *Macrocephalites macrocephalus* und der *Reineckeia anceps*) und der ganze, obere Teil der Erzegg-Serie (Fossilien des Oxfordien). Die mit Fossilien festlegbaren Zonengrenzen stimmen nicht mit den lithologischen Abgrenzungen überein.

Die Mächtigkeiten sämtlicher Serien nehmen vom ursprünglich nördlichen zum südlichen Ablagerungsraum stark zu; gleichzeitig machen sich Vermergelungserscheinungen bemerkbar, vor allem in der Hochstollen-Serie. Der Sedimentationsraum befand sich am äusseren Rand des Schelfes.

Tektonische Resultate:

Es wird versucht, ein Phasenschema der Faltungsvorgänge zu geben, um die ausgeprägte Stockwerktektonik und die Stellung der mächtigen, ver-

kehrt liegenden Doggermassen zu erklären. Bei Annahme einer ähnlichen Phasenabfolge im weiter westlich liegenden Faulhorn-Gebiet kann gezeigt werden, dass auch dort sämtliche Doggersedimente noch zur Wildhorn-Decke gehören und nicht ultrahelvetisch sind.

Der Eisenoolith:

Untersuchungen von Gefüge, Ooidform, Ooidgrösse und Ausbildung der Grundmasse und der Vergleich mit entsprechenden, ausseralpinen Oolithvorkommen haben zum Schluss geführt, dass der Eisenoolith der Erzegg-Planplatte — mit Ausnahme einiger Bänder — umgelagert worden ist.

Der primäre Bildungsort der Ooide lag im ursprünglichen Sedimentationsraum weiter im Norden, auf der flachen Schelfterrasse des Aarmassives. In oxydierendem Milieu wurden hier Brauneisen (=Goethit)-Ooide gebildet, in Karbonat- oder Pelitmatrix eingebettet und einer ersten Diagenese unterworfen (Entwässerung, Ausbildung der Ooidform). Aufarbeitung, Verschwemmung und neuerliche Sedimentation und zwar in mächtige Faulschlammsedimente mit reduzierendem Milieu lösten neue diagenetische Prozesse aus, die den ursprünglichen Mineralbestand völlig umänderten.

Drei Paragenesen können unterschieden werden:

oxydisch: H a e m a t i t, Magnetit, Ankerit

silikatisch: C h a m o s i t, Magnetit, Calcit

sulfidisch: P y r i t, Siderit, Calcit

Diagenetische Stoffwanderungen ermöglichten Zufuhr von Si und Al aus den liegenden und hangenden Tonmergeln, Konzentration des Phosphors in Knollen, Sideritausfällungen und Bildung von völlig andersgearteten, autochthonen Chamositgesteinen durch aufsteigende Porenwässer und deren Kontakt mit den Bodenwasserschichten im Ablagerungstrog.

In der grünen, silikatischen Komponente «Chamosit» konnten röntgenographisch zwei Strukturtypen festgestellt werden: 14Å-Typ als Ader- und Kluftfüllung und Aufbaukomponente von Ooiden und Matrix tektonisch stärker beanspruchter Oolithpartien; 7Å-Typ in autochthonen Nebenbändern und, submikroskopisch mit dem 14Å-Typ verwachsen, überall in der silikatischen Paragenese. Auf Grund ihres Auftretens wird die Bildung des 7Å-Typs (mit Kaolinstruktur) der Diagenese, die des 14Å-Typs (mit Chloritstruktur) der alpinen Dislokationsmetamorphose zugeschrieben. Die leichte Metamorphose hat wohl ebenfalls den erstmalig in diesem Gebiet festgestellten Stilpnomelan hervorgebracht.

Für den Mineralbestand im Eisenoolith ist im wesentlichen die Diagenese an zweiter Lagerstätte verantwortlich. Der alpinen Dislokationsmetamorphose sind neben Aderfüllungen und Kluftmineralbildungen die Sammelkristallisation des Magnetites zu Oktaedern, die starke Verzwillingung des Calcits in der Matrix und die Umwandlung des 7Å-Chamosites zu 14Å-Chamosit zuzuschreiben. Daneben sind destruktive Einflüsse im kleinen (Ooiddeformation) und im grossen (Boudinierung des ganzen Erzkörpers) zu verzeichnen.

SUMMARY

The present studies deal with stratigraphic and tectonic investigations of Dogger-sediments which are part of the southern Wildhorn-nappe in the region of the Glockhaus-Gruppe (eastern Bernese Oberland and Obwalden). Special attention has been paid to the iron-oolite of the Erzegg-Planplatte which is of Upper Dogger age.

Stratigraphic results:

A lithostratigraphic subdivision is introduced concerning the sediments of the Wildhorn-nappe of Upper Dogger and Lower Malm age. The following lithologic units, called «Seri en», are distinguished:

From base to top:

- | | |
|---|--|
| 1) Basal Shale
(Basale Tonschiefer): | smooth, black shales, 0 — 20 m
(«Opalinusschiefer» of older literature). |
| 2) Glockhaus-Serie: | lenticular sandy shales, strongly ironshot calcaerous sandstones and crinoidal limestones. (Echinodermenbreccien). 30—300 m («Eisensandsteingruppe» of older literature). |
| 3) Hochstollen-Serie: | sandy marly shales; alternating siliceous limestones and shales, alternating sandy and siliceous limestones, sandy limestones, crinoidal limestones. 80 — 400 m («Candellyphycus-Dogger» of older literature). |
| 4) Erzegg-Serie: | gray marly and argillaceous shales, micaceous sandy marly shales, iron-oolite. 20 — 100 m («Callovo-Oxfordien» of older literature). |
| 5) Schiltschichten: | nodular limestones and shales, 0 — 30 m («Argovien» of older literature). |

Fossiliferous layers are found in the uppermost red-coloured crinoidal breccia of the Glockhaus-Serie (zone of *Ludwigia concava* and *Sonninia sowerbyi*), the iron-oolite of the Erzegg-Serie (zone of *Macrocephalites macrocephalus* and *Reineckeia anceps*) and upper part of the Erzegg-Serie (fossils of Oxfordian age). Lithostratigraphic and biostratigraphic boundaries do not coincide.

The thickness of all formations mentioned above is increasing rapidly from north to south relative to the original sedimentary area. At the same time, the shale ratio is increasing, especially within the Hochstollen-Serie. The sedimentary area was situated at the outer margin of the shelf.

Tectonical results:

It has been tried to establish a scheme of the events of folding in order to explain the manifold thrust sheets and the inverse position of the thick Dogger-sediments. Application of the same scheme of phases to the Dogger-sediments in the Faulhorn region farther west would determine those sediments as part of the Wildhorn-nappe instead of being «ultra-helvetetic» as believed hitherto.

The iron-oolite:

Investigations of texture, shape and size of ooids, properties of the matrix and comparison with corresponding extra-alpine occurrences show, that the iron-oolite of the Erzegg-Planplatte — with few exceptions — is completely reworked. Primarily, the ooids have been formed farther north in the sedimentary basin, on the shallow platform of the Aarmassiv. Goethite (Brauneisen)-ooids formed in an oxidizing environment, embedded in a matrix of carbonate or pelite have undergone changes in a first diagenetic stage (dehydration, shape-forming of ooids). Postdepositional changes as reworking, transportation and resedimentation under reducing euxinic environment-conditions finally altered completely the former mineral composition.

Three types of paragenesis are distinguishable:

oxide:	hematite, magnetite, ankerite
silicate:	chamosite, magnetite, calcite
sulfide:	pyrite, siderite, calcite

Diagenetic material exchange created migration of Si and Al from underlying and overlying calcareous shales, concentration of phosphor in nodules, precipitation of siderite and forming of new, autochthonous chamositic rocks through upwards-flow of pore fluids and their reaction with bottom-water in the sedimentary trough.

It has been found by x-ray identification that chamosite displays two different structural types: the 14Å-type is fissure-filling, part of ooids and matrix of tectonically deformed oolites. The 7Å-type is found in autochthonous subsidiary bands, in submicroscopic parts intergrown with the 14Å-type as well as in silicate paragenesis. The development of the 7Å-type (kaoline-structure) is attributed to diagenetic processes, the 14Å-type (chlorite-structure) to the alpine dislocation-metamorphism. Stilpnomelane, not found before in the region studied, might also have formed as result of the weak metamorphism.

The mineral composition of the iron-oolite on secondary deposits derives mainly from diagenetic processes. Alpine dislocation-metamorphism created filling of fractures and fissures, composite crystallization of magnetite to octahedrons, pronounced twinning of calcite within the matrix and the transformation of the 7Å-chamosite to the 14Å-chamosite. Besides, destructive forces are responsible for small-scale deformation of ooids and for large-scale deformation of the ore-body (boudinage).

LITERATURVERZEICHNIS

Zum ersten Teil:

- ADRIAN, H. (1915): Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertales. *Eclogae geol. Helv.* 13: 238—351
- AMERIC. COMM. ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961): Code of stratigraphic nomenclature. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists* 45/5: 645—665
- ARBENZ, P. (1934): Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. X. Exkursion No. 60: Engelberg — Jochpass — Engstlenalp — Frutt — Melchtal — Sarnen
- (1928): Der geologische Bau der Kalkalpen zwischen Obwalden und dem Berner Oberland. *Mitt. natf. Ges. Bern, Sitz. ber.*; 6—10
- (1927): Ueber Verbreitung und Bedeutung der tauchenden Falten in den helvetischen Alpen. *Eclogae geol. Helv.* 20: 241—244
- (1922): Die tektonische Stellung der grossen Doggermassen im Berner Oberland. *Eclogae geol. Helv.* 17: 326—328
- (1917): Einige geologische Beobachtungen im Berner Oberland. *Mitt. natf. Ges. Bern*: 21—22
- (1913a): Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. *Vierteljahresschr. natf. Ges. Zürich*, 58: 15—34
- (1913b): Bericht über die Exkursion der Schweiz. *geol. Ges. in die Obwaldner Alpen vom 10. bis 13. Sept. 1913.* *Eclogae geol. Helv.* 12: 689—719
- (1912): Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. *Verh. Schweiz. natf. Ges.* 95, Jahresvers. Altdorf, 2. Teil: 95—122
- (1907): Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. *Eclogae geol. Helv.* 9: 464—483
- ARKELL, W.J. (1956): *Jurassic Geology of the World.* Edinburgh (Oliver & Boyd)
- BADOUX, H. (1963): Les Unités ultrahelvétiques de la Zone des Cols. *Eclogae geol. Helv.* 56/1: 1—13
- (1946): L'Ultra-helvétique au Nord du Rhône valaisan. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz*, NF 85
- (1945): La Géologie de la Zone des Cols entre la Sarine et le Hahnenmoos. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz*, NF 84
- BENTZ, F. (1948): Geologie des Sarnersee-Gebietes. *Eclogae geol. Helv.* 41/1: 1—77
- BIRCHER, W. (1935): Studien im oberen Bajocien der Ostschweiz. *Diss. Univ. Zürich*
- BONNARD, E.G. (1926): Monographie géologique du massif du Haut de Cry. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz*, NF 57/4
- BRUDERER, W. (1924): Les sédiments du bord septentrional du massif de l'Aar du Trias à l'Argovien. *Diss. Univ. Lausanne*
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen* (2. Aufl.). Basel (Wepf)
- CAROZZI, A. (1960): *Microscopic Sedimentary Petrography.* New York and London (Wiley & Sons)
- CAYEUX, L. (1916): Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. *Mém. carte géol. de France*, Paris
- CORRENS, C.W. (1939): Die Sedimentgesteine. In: BARTH — CORRENS — ESKOLA: *Die Entstehung der Gesteine.* Berlin (Springer)
- DOLLFUS, S. (1965): Ueber den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. *Eclogae geol. Helv.* 58/1: 453—554
- (1961): Ueber das Alter des Blegi-Oolithes in der Glärnisch-Gruppe. *Mitt. natf. Ges. Glarus*, Heft XI: 91—108

- DUNBAR, C.O. & RODGERS, J. (1957): Principles of Stratigraphy. New York (Wiley)
- FOLK, R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists 43: 1—38
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. Erdöl und Kohle, 12. Jg.: 605—613
- FURRER, H. (1939): Geologische Untersuchungen in der Wildstrubelgruppe. Mitt. natf. Ges. Bern aus dem Jahre 1938: 35—167
- GROUT, F.F. (1932): Petrography and Petrology. New York (Mc Graw-Hill)
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1952): Die tektonischen Beziehungen zwischen links und rechts vom Unterhasli. Eclogae geol. Helv. 45/2: 299—301
- (1941): Persistente Brüche im Jura der Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes. Eclogae geol. Helv. 34: 164—172
- (1924): Der geologische Bau der östlichen Faulhorngruppe im Berner Oberland. Eclogae geol. Helv. 19: 1—87
- HANTKE, R. (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. Vierteljahresschr. natf. Ges. Zürich, 106, Heft 1
- HEIM, Alb. (1921): Geologie der Schweiz. Bd. 2. Leipzig (Tauchnitz)
- HEIM, Arn. (1924): Ueber submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rdsch., 15: 1—47
- (1910—1919): Monographie der Churfürsten — Mattstockgruppe. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, NF 20
- HELBLING, R. (1938): Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarner Alpen. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, NF 76/2
- HESS, P. (1941): Zur Stratigraphie des Doggers und der Dogger-Malmgrenze von Engelberg. Engelberg (Hess)
- HÖLDER, H. (1964): Handbuch der Stratigraphischen Geologie, Bd. IV: Jura. Stuttgart (Enke)
- HUBER, K. (1934): Geologie der Sattelzone bei Adelboden. Mitt. natf. Ges. Bern aus dem Jahre 1933: 21—134
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY (1960): Statement of principles of stratigraphic classification and terminology. Intern. Geol. Congress, rep. 21st session Norden, part 25
- KREBS, J. (1925): Geologische Beschreibung der Blümlisalp-Gruppe. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, NF 54/3
- LÄCHELT, A. (1964): Ankeritbildung im Dogger der Altmarksenke. Zeitschr. f. angew. Geol., 10/10: 534—536
- LEIGHTON, M.W. & PENDEXTER, C. (1962): Carbonate rock types (in Classification of carbonate rocks). Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 1
- LOUIS, K. (1925): Beiträge zur Geologie der Männlichengruppe. Jb. phil. Fak. Univ. Bern, 5: 27—39 (Zusammenfassung)
- (1924): Beiträge zur Geologie der Männlichengruppe. Diss. Univ. Bern (Manuskript)
- LUGEON, M. (1914): Les Hautes Alpes calcaires entre la Licerne et la Kander. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, NF 30/1—3
- MATTER, A. (1964): Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet. Eclogae geol. Helv. 57/2: 316—429
- MOESCH, C. (1894): Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen Reuss- und Kienthal. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, Lfg. 24/3
- MÜLLER, Fr. (1941): Die Tektonik der autochthonen und parautochthonen Schuppenregion östlich des Aaretals, bes. im Gental. Eclogae geol. Helv. 34/1: 107—116
- MÜLLER, Fr. und ARBENZ, P. (1920): Ueber die Tektonik der Engelhörner bei Meiringen. Eclogae geol. Helv. 16: 111—116

- NIGGLI, P. (1952): Gesteine und Minerallagerstätten. Bd. 2. Basel (Birkhäuser)
 — (1948): Gesteine und Minerallagerstätten. Bd. 1. Basel (Birkhäuser)
- OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarner Alpen. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, NF 28
- PETTIJOHN, F.J. (1957): Sedimentary rocks (2nd ed.). New York (Harper)
- RILEY, J.P. & WILLIAM, H.P. (1959): The Microanalysis of Silicate and Carbonate Minerals. Microchimica Acta: 516—535, 804—830
- RILEY, J.P. (1958): The rapid Analysis of silicate Rocks and Minerals. Anal. Chimica Acta, 19: 413—428
- ROD, E. (1946): Ueber ein Fossilager im oberen Malm der Melchtaleralpen. Eclogae geol. Helv. 39/2: 177—200
 — (1937): Stratigraphie des Malm der Graustock — Hutstock-Gruppe. Diss. Univ. Bern
- ROHR, K. (1926): Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrand des Aarmassivs. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, NF 57/1
- SCHWARZENBACH, G. (1960): Die komplexometrische Titration (4. Aufl.). Stuttgart (Enke)
- SEEBER, H. (1911): Beiträge zur Geologie der Faulhorn-Gruppe (westlicher Teil) und der Männlichen-Gruppe. Diss. Univ. Bern
- SEILACHER, A. (1954): Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. Z. deutsch. geol. Ges., 105/2: 214—227
- STAEGER, D. (1944): Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern. Eclogae geol. Helv. 37/7: 99—183
- STAUB, W. (1911): Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, NF 32
- STAUFFER, H. (1920): Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner Oberland. Mitt. natf. Ges. Bern aus dem Jahre 1920, Heft 1: 1—80
- STRAKHOV, N.M. (1957): Methodes d'études des roches sédimentaires, Bd. 1. Moskau (übersetzt von B.R.G.G.M.)
- v. TAVEL, H. (1937): Stratigraphie der Balmhorngruppe. Mitt. natf. Ges. Bern aus dem Jahre 1936: 43—120
- THALMANN, H. (1925): Beitrag zur Stratigraphie des Doggers am Dündenhorn. Eclogae geol. Helv. 19/1: 153—162
 — (1922a): Stratigraphische Untersuchung des Bathonien der Umgebung von Engelberg. Diss. Univ. Bern (Manuskript)
 — (1922b): Ueber das Bathonien von Engelberg. Jb. phil. Fak. Univ. Bern, 2: 225—238 (Zusammenfassung)
- TOBLER, A. (1897): Ueber die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. Verh. natf. Ges. Basel, Bd. 12
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. Geol. Soc. Am., 71: 843—908
 — (1949): Der Lias der Glarner Alpen. Denkschr. Schweiz. natf. Ges., Bd. 79, Abh. 1
- TWENHOFEL, W.H. (1937): Treatise on Sedimentation (2nd ed.). Baltimore (Williams & Wilkins)
- WEIBEL, M. (1961): Die Schnellmethoden der Gesteinsanalyse. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 41/2: 285—294
- ZIEGLER, B. (1963): Leitfossilien und Faciesfossilien. Vierteljahresschr. natf. Ges. Zürich, 103, Heft 3: 217—242

Zum zweiten Teil:

- ALDINGER, H. (1957a): Eisenoolithbildung und rhythmische Schichtung im süddeutschen Jura. Geol. Jb., 74: 87—96
 — (1957b): Zur Entstehung der Eisenoolithe im Schwäbischen Jura. Z. deutsch. geol. Ges., 109: 7—9

- (1957c): Zusammenfassung über die Frühjahrestagung der Deutsch. geol. Ges. in Stuttgart. Z. deutsch. geol. Ges., 109: 2—6
- (1955): Die Eisenoolithe aus dem Dogger der Bohrung Scherstetten 1. *Geologica Bavarica*, 24: 89—96
- ALDINGER, H. und FRANK, M. (1944): Vorkommen und Entstehung der südwestdeutschen jurassischen Eisenerze. N. Jb. Mineral. etc., Abh. 88/B: 293—336
- BERG, G. (1944): Vergleichende Petrographie oolithischer Eisenerze. Arch. Lagerstättenforschung, 76: 1—128
- (1922): Ueber Struktur und Entstehung der lothringischen Minetteerze. Z. deutsch. geol. Ges., 73: 113—135
- BERNER, R.A. (1964): Stability fields of iron minerals in anaerobic marine sediments. *Jour. Geol.* v. 72: 826—834
- BORCHERT, H. (1960): Genesis of marine sedimentary iron ores. *Trans. Inst. Min. Metall.*, 69/6: 261—279
- (1952): Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten. *Chemie der Erde*, 16: 49—73
- BRAUN, H. (1964): Zur Entstehung der marin-sedimentären Eisenerze. *Clausthaler Hefte* 2. Berlin (Borntraeger)
- (1961): Bericht über Diskussionstagung des Lagerstättenausschusses G.M.D.B. *Erzmetall* 14: 466—484
- BRINDLEY, G.W. & YOUELL, R.F. (1953): Ferrous chamosite and ferric chamosite. *Min. Mag.* 30: 57—70
- BRINDLEY, G.W. (1951): The crystal structure of some chamosite minerals. *Min. Mag.* 29: 502—525
- BROWN, G. (1961): The x-ray identification and crystal structures of clay minerals. *Mineralog. Soc. London*
- BUBENICEK, L. (1963): Etude sédimentologique de la minéralisation ferrifère oolithique de Lorraine. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Tome 86: 181—213
- (1961): Recherches sur la constitution et la répartition du mineral de fer dans l'Aalénien de Lorraine. *Science de la terre*, Tome 8/1—2: 1—204
- (1960): Développement diagénétique des Chlorites de la minette lorraine. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 251: 765—767
- CAILLEUX, A. (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Palaeoklimatologie. *Geol. Rdsch.*, 40/1: 11—19
- CAYEUX, L. (1922): Les minéraux de fer oolithique de France. *Minerais de fer secondaires*. Paris (Imp. nat.)
- CLOOS, E. (1947): Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 58: 843—916
- CORRENS, C.W. (1952): Zur Geochemie des Eisens. Symposium sur les gisements de fer du monde. *Congr. géol. intern. Alger*. Tome 2: 23—27
- (1950): Zur Geochemie der Diagenese. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 1: 49—54
- (1942): Der Eisengehalt der marinen Sedimente und seine Entstehung. *Arch. Lagerstättenforschung*, 75: 47—57
- DELALOYE, M. (1966): Contribution à l'étude des silicates de fer. Les gisements de Chamoson. *Beitr. Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie*, 13/9
- DEVERIN, L. (1948): Oolithes ferrugineuses des Alpes et du Jura. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 28: 95—103
- (1945): Etude petrographique des minerais de fer oolitiques du Dogger des Alpes suisses. *Beitr. Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie*, 13/2
- (1940): Les minerais de fer oolitiques du Dogger des Alpes suisses. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 20: 101—116
- DRENNAN, J.A. (1964): An unusual occurrence of Chamosite. *Clay Min. Bull.*, 5: 382—391

- ELLENBERG, J. (1964): Beziehungen zwischen Ooid-Deformation in den ordovizischen Eisenerzen und der Tektonik an der SE-Flanke des Schwarzbürger Sattels. *Geologie*, 13/2: 168—197
- EPPRECHT, W. (1946): Die Eisen- und Manganerze des Gonzen. *Beitr. Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie*, 24
- FEHLMANN, H. und RICKENBACH, E. (1962): Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. Die eisenhaltigen Doggererze der Schweiz. *Beitr. Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie*, 13/7
- FEITKNECHT, W. (1959): Ueber die Oxydation von festen Hydroxydverbindungen des Eisens in wässriger Lösung. *Z. Elektrochem. Ber. Bunsenges. physik. Chem.*, 63: 34—43
- FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M. (1962): Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. *N. Jb. Geol. Palaeont., Mh.* 1962/1963: 113—123
- FRIEDMANN, G.M. (1959): Identification of carbonate minerals by staining methods. *Jour. Sedimentary Petrology*, 29: 87—97
- GARRELS, R.M. (1960): *Mineral equilibria*. New York (Harper)
- GEBERT, H. (1964): Mineralogische Untersuchungen zur Genese oolithischer Eisenerze des Dogger epsilon in Baden-Württemberg. *Arbeiten aus dem geol. palaeont. Inst. der TH Stuttgart, NF*, Nr. 41
- GOLDSMITH, J.R. (1959): *Researches in geochemistry*. New York (Wiley)
- GRAF, D.L. & GOLDSMITH, J.R. (1955): Dolomite-magnesian calcite relations at elevated temperatures and CO₂ pressures. *Geoch. et Cosmochimica Acta*, 7: 109—128
- HARDER, H. (1957): Zum Chemismus der Bildung einiger sedimentärer Eisenerze. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 109: 69—72
- (1951): Ueber den Mineralbestand und die Entstehung einiger sedimentärer Eisenerze des Lias gamma. *Heidelberger Beitr. Min. u. Petr.*, 2: 455—476
- HEGEMANN, F. & FRÖHLICH, F. (1952): Geochemische Untersuchung der Eisenerzooide des Doggersandsteins im nordöstlichen Bayern. *Beitr. Min. Petr.*, 8: 393—417
- HEY, M.H. (1954): New review of the chlorites. *Miner. Mag.*, 30: 277—292
- HUBER, N.K. (1958): The environmental control of sedimentary iron minerals. *Econ. Geol.*, 53: 123—140
- HÜGI, Th. (1945): Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbmethoden. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 25: 114—140
- JAKOB, J. (1927): Der Stilpnomelan von Mont Chemin. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 7: 311—313
- JAMES, H. (1954): Sedimentary facies of iron formation. *Econ. Geol.*, 49: 235—293
- KRUMBEIN, W.C. & GARRELS, R.M. (1952): Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxydationsreduction potentials. *Jour. Geol.*, 60: 1—33
- LUCIUS, M. (1945): Die Luxemburger Minetteformation und die jüngeren Eisenerzbildungen unseres Landes. *Beitr. Geol. Luxemburg*, 4
- NEUMANN, H. und Mitarbeiter (1955—1958): X-ray powder patterns for mineral identification. *Avhandlingar Norske Videnskaps-Akademi i Oslo, I Mat.-Naturv. Klasse*
- NIGGLI, E. (1960): Mineralzonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. *Intern. Geol. Congr. Kopenhagen, 21. Session Norden, part 13*
- RAMDOHR, P. (1960): *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Berlin (Akademie-Verl.)
- ROSENBERG, P.E. & HARKER, R.J. (1956): Studies in the system CaCO₃ — MgCO₃ — FeCO₃. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67: 1728 (abstr.)
- SCHHELLMANN, W. (1959): Experimentelle Untersuchungen über die sedimentäre Bildung von Goethit und Haematit. *Chemie der Erde*, 20/2: 104—135
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1962): *Erzlagerstätten (Kurzvorlesungen)*, 4. Aufl. Jena
- (1932): Aufbereitungsversuche mit oolithischen Eisenerzen der Macrocephalenschichten bei Gutmadingen und ihre sedimentpetrographische Bedeutung. *Fortschr. Geol. Palaeont.*, 11: 147—181

- (1924): Mikroskopische Untersuchung der oolithischen Braunjuraerze von Wasseralfingen in Württemberg Mitt. Kaiser-Wilhelm-Institut für Eisenforschung Düsseldorf, 3: 9—20
- SCHNEIDERHOHN, P. (1964): Ueber das Vorkommen des Aluminiums in einer ooidische Eisenerze enthaltenden marinen Schichtfolge. Beitr. Min. Petr., 10: 141—151
- SEIBOLD, E. (1955): Zum Phosphat-, Eisen- und Kalkgehalt einiger Horizonte des süd-deutschen Jura. Geol. Jb., 70: 577—610
- STALDER, H.A. (1964): Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 44/1: 187—398
- TAYLOR, J.H. (1949): Petrology of the Northhampton sand ironstone formation. Mem. geol. Surv., 1, London
- THALMANN, H. (1965): Zur Stratigraphie des oberen Malm im südlichen Berner und Solothurner Jura. Diss. Univ. Bern
- THIENHAUS, R. (1960): Palaeogeographie und Genese der Eisenerzvorkommen des Dogger beta von Etzel—Friedeburg und Staffhorst. Z. deutsch. geol. Ges., 112: 150—163
- TRÖGER, W.E. (1956): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Bestimmungstabellen. Stuttgart (Schweizerbart)
- WARNE, S. St. J. (1962): A quick field or laboratory staining scheme for the differentiation of the major carbonate minerals. Jour. Sedimentary Petrology, 32: 29—38
- WERNER, Fr. (1962): Die Bedeutung der Cleveland-Eisenerze für die Frage nach der Entstehung von Eisenoolithen. H. ALDINGER-Festschrift, Stuttgart: 203—211
- (1959): Zur Kenntnis der Eisenoolithfacies des Braunjura beta von Ostwürttemberg. Arbeiten aus dem geol. palaeont. Inst. der TH Stuttgart, NF, Nr. 23
- YOUELL, R.F. (1958): Isomorphous replacement in the kaolin group of minerals. Nature, 181: 557—558

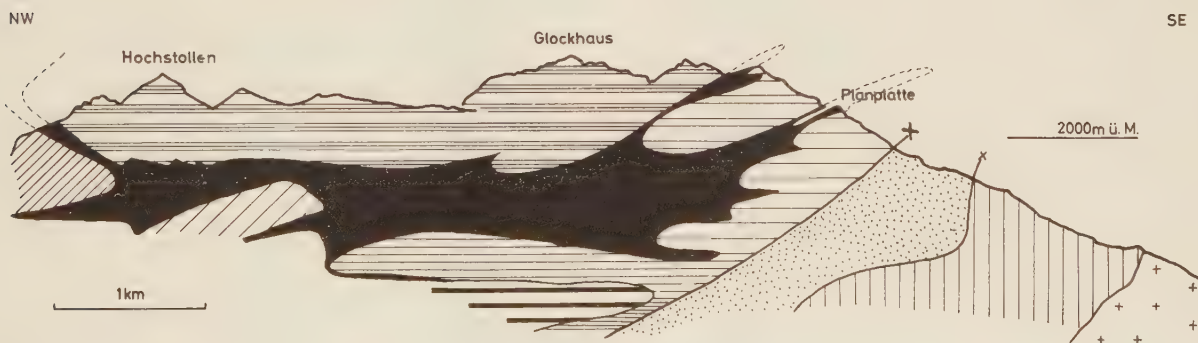
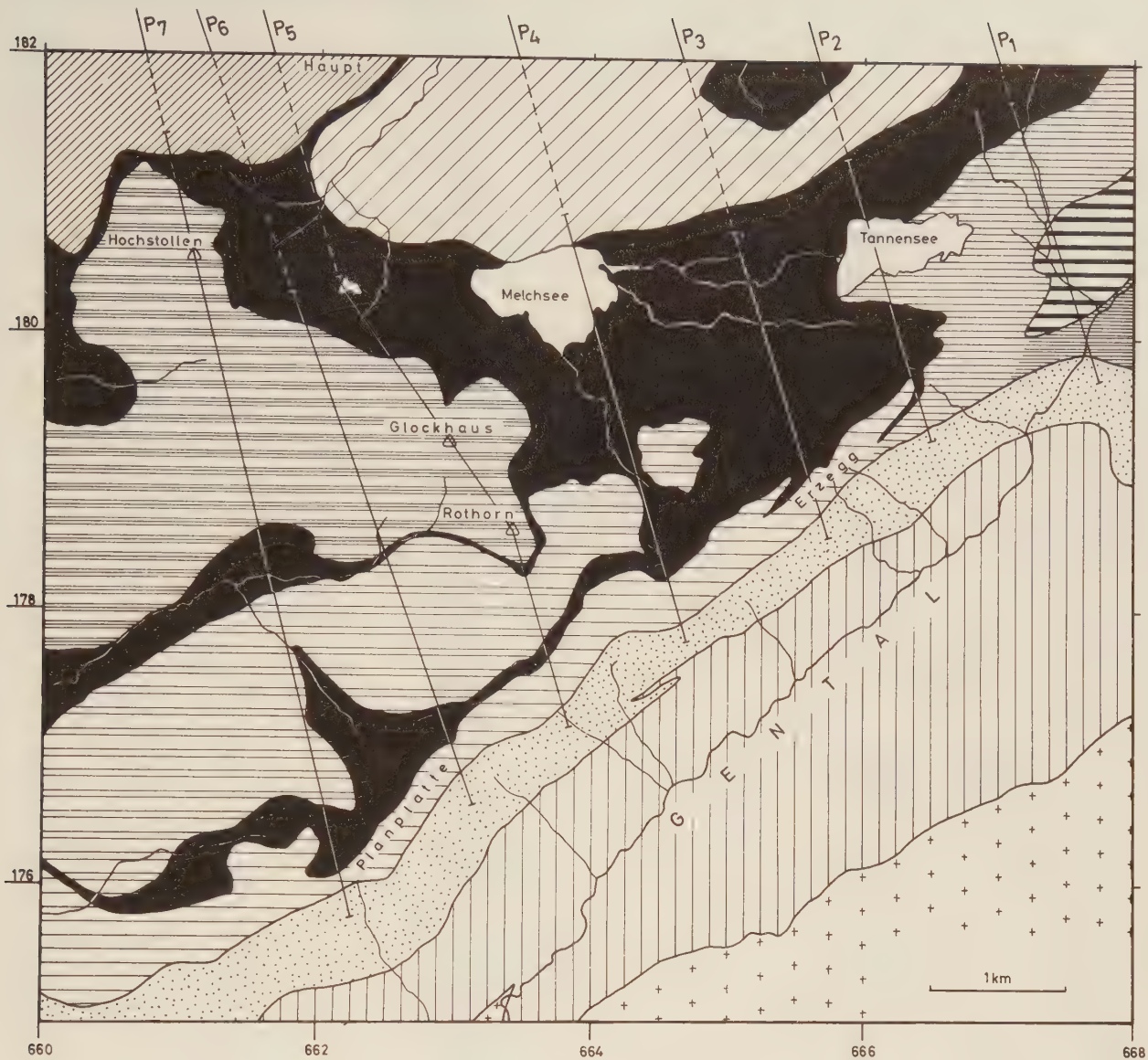
GEOLOGISCHE KARTEN

- ARBENZ, P. (1911): Geologische Karte des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. 1:50'000. Spezialkarte Nr. 55
- (1913): Geologisches Stereogramm Engelberg—Meiringen. Spezialkarte Nr. 55 bis
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. & MÜLLER, Fr. (1944): Blatt Meiringen des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000. Unveröffentlichtes Original, Dep. Geol. Komm. Basel

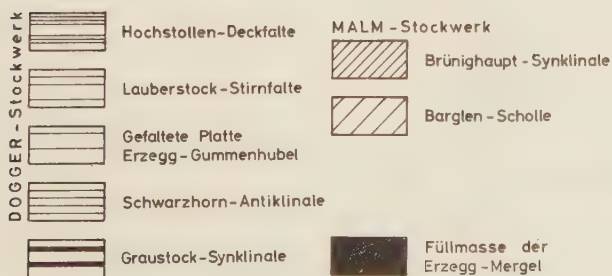
CURRICULUM VITAE

Ich, Benedikt Tröhler, Bürger von Bern, wurde am 17. Febr. 1939 in Bern geboren. Hier besuchte ich die Primarschule und trat dann in das städtische Progymnasium ein. In der Folge durchlief ich die Literarabteilung des Gymnasiums und bestand die Maturitätsprüfung, Typus B, im Herbst 1958. Anschliessend immatrikulierte ich mich an der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern, wo ich mich der Geologie, Mineralogie-Petrographie und Chemie zuwandte. Seit Frühling 1962 bin ich Hilfsassistent am Geologischen Institut.

Während meiner Studienzeit besuchte ich die Vorlesungen und Praktika folgender Herren Dozenten: F. Allemann, W. Buser †, J. Cadisch, W. Feitknecht, R. Herb, F.G. Houtermans, Th. Hügi, F.E. Lehmann, W.K. Nabholz, E. Niggli, W. Nowacki, R.F. Rutsch, W. Schopfer †, R. Signer, A. Streckeisen und A.E. Süssstrunk.

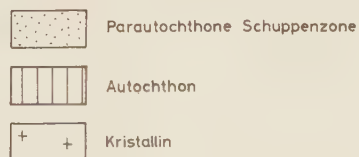


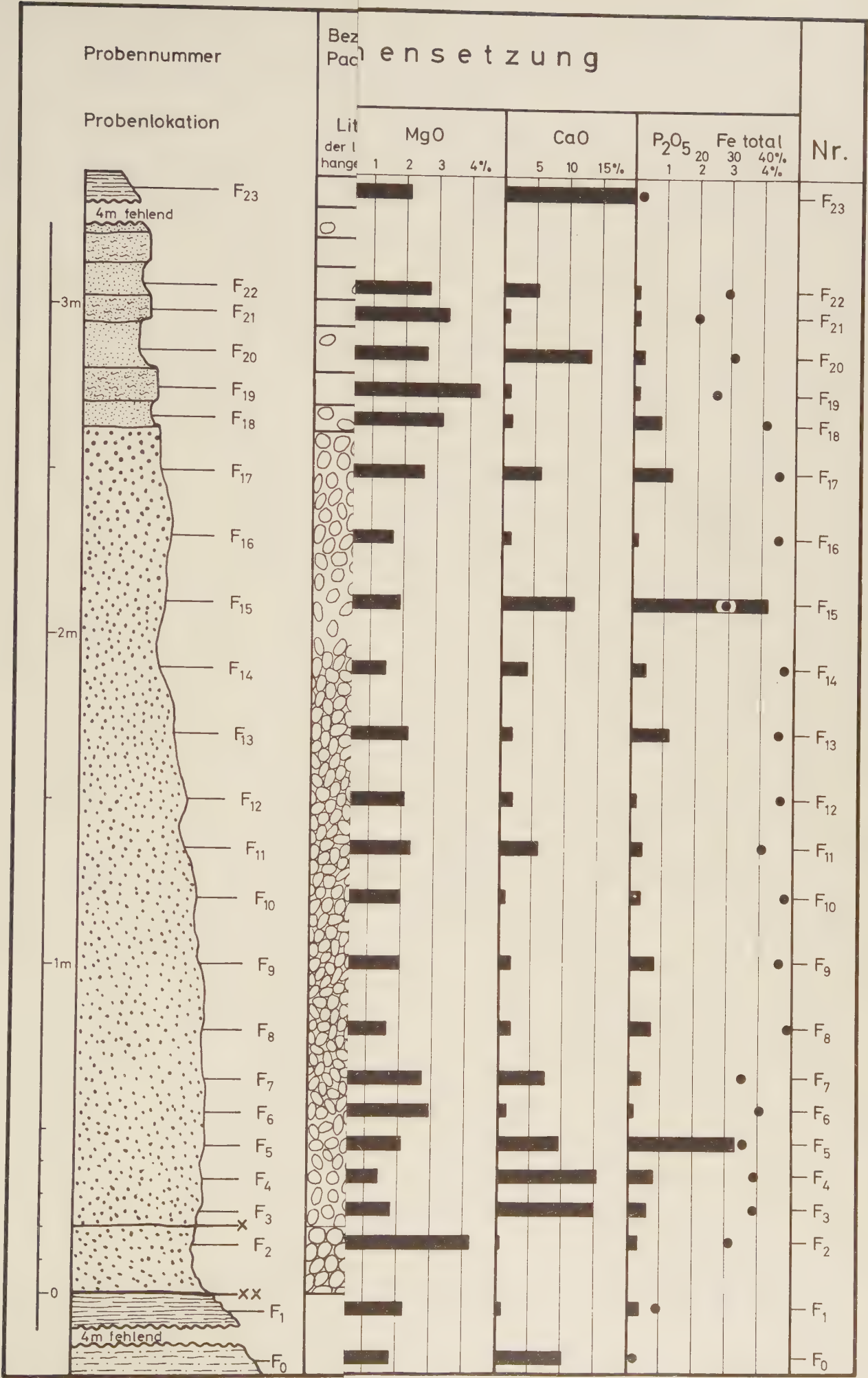
Wildhorn - Decke



P₁ - P₇: Profilinien Tafel III

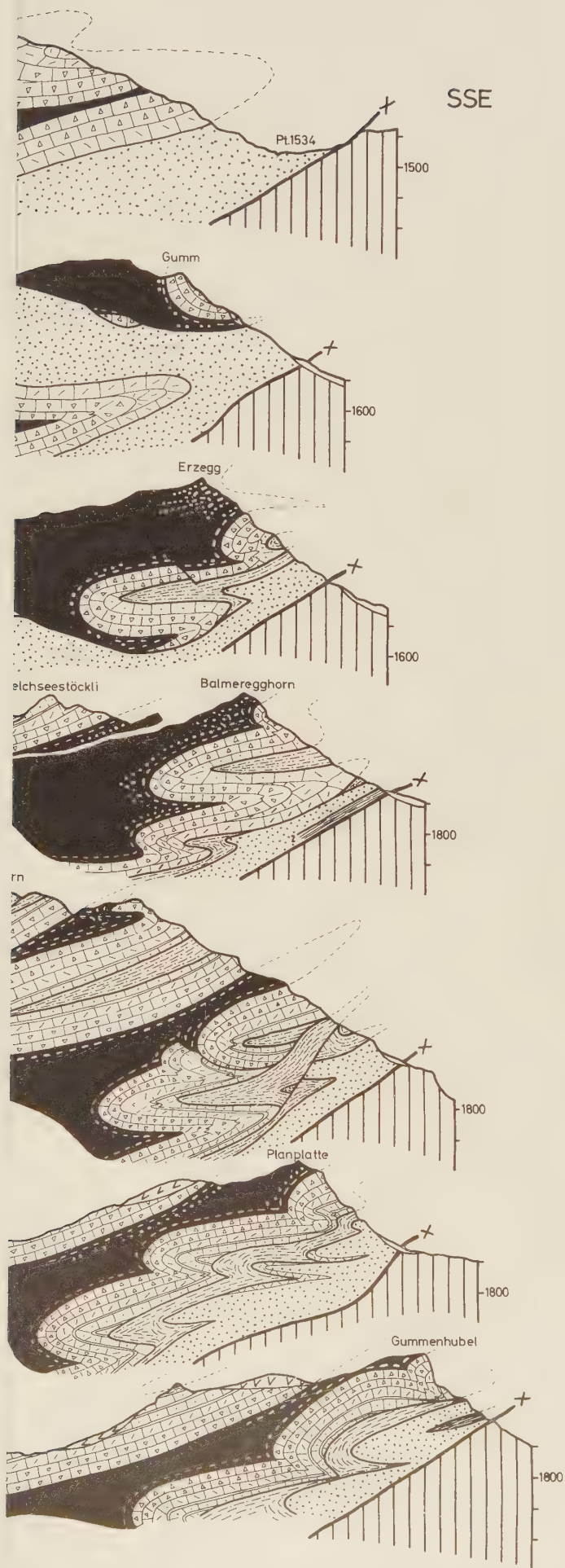
Unterlage der Wildhorn-Decke





Profillokation: Tafel IV(Profil F)

Tafel III



t e

ERZEGG

Tafel IV



- Mergel- und Tonschiefer
- Glimmerführende Sandmergelschiefer
- Echinodermenbreccie

- Eisenoolith - Gruppe
- Siderit- und pyritführende Kalke
 - Chloritführende Kalkschiefer
 - Eisenoolith, vorwiegend chamositisch
 - Eisenoolith, vorwiegend haematitisch
- meist mit Magnetit

